

Seibold

Nicht einzeln im Buchhandel erhältlich

Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 60, 1970

Ferdinand Enke / Verlag / Stuttgart

Für Herrn Thiede ✓

## Nebenmeere im humiden und ariden Klimabereich

Von EUGEN SEIBOLD, Kiel

Mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle

Geol. Rundschau	60	1	73—105]	Stuttgart, November 1970
-----------------	----	---	---------	-----------------------------

## Nebenmeere im humiden und ariden Klimabereich

Von EUGEN SEIBOLD, Kiel \*)

Mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle

### Zusammenfassung

Nebenmeere im humiden und ariden Klimabereich unterscheiden sich in ihrer Wasserzirkulation. Sie wirkt sich auch auf Organismen und Sedimente aus. Dabei ergeben sich die folgenden beiden Modelle:

Humider Bereich	Typ	Arider Bereich
Auswärts Einwärts	Strom an der Oberfläche Strom am Boden	Einwärts Auswärts
Sehr deutlich, wenn keine winterliche Konvektion bis zum Boden	Wasserschichtung	Weniger deutlich
	Eigenschaften des boden- nahen Wassers	
Niedrig	Salzgehalt	Hoch
Niedrig	Sauerstoffsättigung	Hoch
Hoch	Nährstoffe ( $\text{PO}_4$ , $\text{SiO}_2$ )	Niedrig
	Eigenschaften des Sedi- ments	
Niedrig, bei Stagnation höher	Kalkgehalt	Hoch
Hoch	Organisch gebundener Kohlenstoff	Niedrig
Hoch	Metallgehalt	Niedrig
Oft scharf	Biofaziesgrenzen	Oft unscharf
Torfe	Lagunen	Evaporite

Schon bei rezenten Fällen kommen Abweichungen vor, etwa durch intensive winterliche Abkühlung, durch die Witterungsverhältnisse an den entscheidenden Verbindungsstraßen zum offenen Ozean, durch klimatische Unterschiede zwischen Einzugsgebiet und Nebenmeer oder in den Lagunen desselben Beckens. Deshalb dürfen diese Modelle nicht schematisch auf fossile Verhältnisse übertragen werden. Die Analyse der einzelnen Faktoren und der Versuch, daraus ein Gesamtbild zu gewinnen, sind wichtiger als das Modell selbst.

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. E. SEIBOLD, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstr. 40/60.

Abstract

Adjacent seas in humid and arid climates differ in their water circulation patterns. This difference effects both the organisms and the sediment. The following table compares the two ideal models:

Humid Region	Characteristic	Arid Region
outflowing inflowing	Surface current Bottom current	inflowing outflowing
clear-cut when winter convection has not reached bottom	Water layering	less clear
	Bottom water character:	
low	Salinity	high
low	Oxygen content	high
high	Nutrients ( $\text{PO}_4$ , $\text{SiO}_2$ )	low
	Sediment character:	
low, higher in stagnant water	Carbonate content	high
high	Organic carbon	low
high	Metal content	low
often sharp	Biofacies boundaries	often vague
peat	Lagoons	evaporites

Even recent examples do, however, show divergences from the ideal model. These discrepancies can develop through severe cooling during winter, anomalous weather condition in the straits leading to the open oceans or through differences in climate between the surrounding land area and the adjacent sea or the lagoons of the same basin. Therefore, one should not attempt to apply this model scheme as a whole to fossil conditions. The analysis of the individual factors, and the attempt to reconstruct a complete picture from them is more important than the model itself.

Résumé

Les mers intérieures situées sous climat humide se différencient de celles soumises au climat aride par le mode de circulation de leurs eaux. De cette différence découle le parallélisme entre les deux modèles suivants.

Des circonstances récentes ont cependant déjà apporté des modifications à cette généralisation schématique: modifications dues, soit à un refroidissement hivernal intensif, soit aux conditions météorologiques des détroits déterminant la communication avec l'océan, soit encore aux différences climatiques existant entre le continent et la mer intérieure, ou entre cette dernière et ses lagunes.

zone humide	Type	zone aride
Sortie Entrée	courant de surface courant de fond	Entrée Sortie
Très nette (quand des con- vections, atteignant le fond, ne sont pas indui- tes par la saison froide)	Stratification de l'eau	moins nette
	Propriétés des eaux à proximité du fond	
faible	salinité	élevée
faible	saturation en oxygène	élevée
élevée	substances nutritives ( $\text{PO}_4$ , $\text{SiO}_2$ )	faible
	Propriétés des sédiments	
faible (plus élevée quand il y a stagnation)	Teneur en calcaire	élevée
élevée	Teneur en carbone organique	faible
élevée	Teneur en métal	faible
souvent très nette	Limite des bio- faciès	souvent peu nette
Tourbe	Lagunes	Evaporites

On ne doit donc pas transposer hâtivement le schéma de ces modèles à celui des paléobassins du même type.

L'analyse des différents facteurs, l'essai de déduction d'un schéma d'ensemble sont en fait plus importants que le modèle lui-même.

### Краткое содержание

Автором дана краткая характеристика внутренних морей, расположенных в гумидных и аридных климатических зонах, и указано на ряд факторов, которые являются типичными для каждого из них. — В зонах гумидных поверхностные течения идут от берега к морю, а в аридных — от моря к берегу; зато глубинные течения проявляют в этих морях противоположную тенденцию. В гумидных зонах отмечается ясное разделение воды на слои, особенно, если отсутствует зимняя конвенция по вертикали; в аридных зонах такого разделения не наблюдают. В гумидных зонах придонные воды характеризуются малым содержанием солей, низкой насыщенностью  $\text{O}_2$  и высокой концентрацией питательных веществ: в аридных зонах содержание солей высокое, насыщенность  $\text{O}_2$  очень велика, но концентрация питательных веществ низка. Осадочные породы морей гумидных зон характеризуются низким содержанием карбонатов и высокими содержаниями „C“ и металлов; в аридном климате наблюдается



обратное явление. Границы биофация проявляются в гумидной зоне яснее, чем в аридной. В гагунах гумидных зон происходит отложение торфа, а аридных — накопление эвапоритов. — По мнению автора, установление отдельных факторов, влияющих на процессы, протекающие в современных морях данной области, значительно важнее, чем сама модель.

## 1. Einleitung

Die Wasserzirkulation in den Nebenmeeren hängt unter anderem vom Typ des Klimabereichs ab, in dem diese liegen. Ist wie im humiden Bereich die Wasserzufuhr durch Flüsse und Niederschläge höher als der Verlust

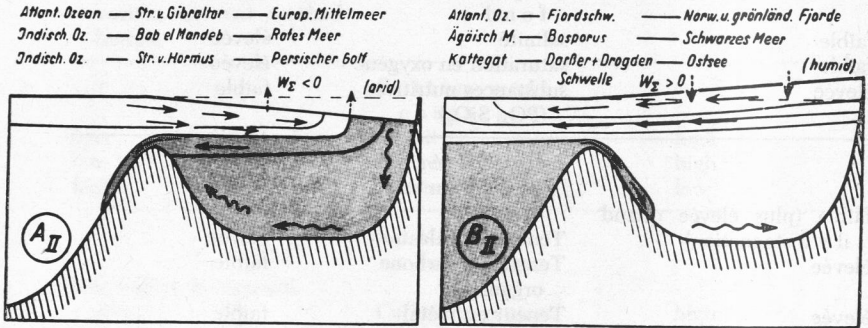


Abb. 1. Schema der Wasserzirkulation für das aride und humide Modell.  
(Aus G. DIETRICH, 1957.)

durch Verdunstung, so fließt der durch Vermischung salzhaltiger gewordene Überschuß durch die verbindende Meerenge an der Oberfläche in das Weltmeer oder ein noch davorgeschaltetes Becken ab. Am Boden dringt salzreicheres Wasser in Gegenrichtung ein (vgl. Abb. 1). In Anlehnung an K. O. EMERY et al. (1957) nennt W. H. BERGER (1970) diesen Typ „estuarine“. Ist im ariden Bereich der Wasserverlust durch Verdunstung höher als die Zufuhr, so gleicht ein Oberflächenstrom vom Weltmeer in das Nebenbecken hinein das Defizit aus. Am Boden fließt das durch die Verdunstung dichter gewordene Wasser aus dem Nebenbecken hinaus [„lagoon“ oder „hypersalin negative estuary“ bei K. O. EMERY et al. (1957), „inverse estuarine“ bei J. CURRAY (1969), „lagoon“ bei W. H. BERGER (1970)]. Eine derartige Zirkulation kann durch winterliche Abkühlung im Nebenbecken verstärkt werden wie im Mittelmeer oder im Persischen Golf, kann aber auch ausschließlich auf diese zurückgehen wie in der Japansee. Um im folgenden den klimatischen Effekt zu betonen, sei von einem im eigentlichen Sinn „humiden“ bzw. „ariden“ Typ eines Nebenmeeres gesprochen. Die englischen Bezeichnungen werden vermieden, weil sie vom Wortgebrauch her zu eng mit den Küsten verbunden sind.

Aus Abb. 2 geht die geographische Verbreitung der genannten Klimabereiche hervor. Danach trennen die subtropischen Hochdruckgürtel mit

ihren Nebenmeeren ariden Typs die Nebenmeere humiden Typs im tropischen und im gemäßigten bis arktischen Bereich. Für unsere spezielle Betrachtung ist dabei nicht nur die Fläche des Nebenmeers selbst, sondern auch das Einzugsgebiet der Flüsse zu berücksichtigen, die in dieses münden, etwa beim Schwarzen Meer. Beispiele für den ariden Typ sind nach Abb. 2 das Europäische Mittelmeer, das Rote Meer und der Persische Golf. Kleinere Wasserkörper, wie die Laguna Madre, Texas, und der Karabugas-Golf am Kaspisee, sind weitere Fälle. Der humide Typ ist bisher

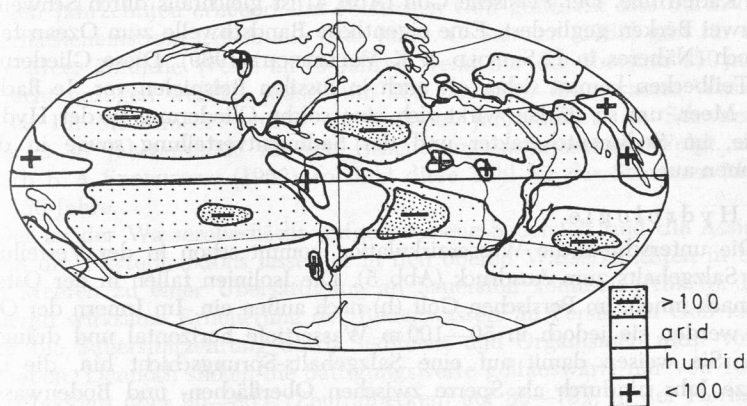


Abb. 2. Verteilung der Größe der Verdunstung minus Niederschlag (in cm/Jahr) an der Erdoberfläche im Jahresmittel. (Vereinfacht aus G. DIETRICH, 1957.)

erst in den höheren Breiten eingehender untersucht: Hudson Bay, Ostsee, Schwarzes Meer. Kleinere Flächen nehmen die Fjorde Norwegens und Grönlands sowie der Westküste Nordamerikas ein. Aus den tropischen Breiten seien der Siam-Golf und Teile des ostindischen Archipels wie die Sulu-See genannt.

Die wesentlichen hydrologischen und sedimentologischen Unterschiede dieser beiden Typen seien am Beispiel der Ostsee und des Persischen Golfs gezeigt, weil sie in den letzten Jahren die wichtigsten Arbeitsgebiete des Kieler Geologischen Instituts waren. Auch an dieser Stelle sei den wissenschaftlichen und technischen Mitarbeitern an diesen Projekten sehr gedankt. Die Herren F.-W. HAAKE, M. HARTMANN, F.-C. KÖGLER, H. KRUMM, G. F. LUTZE, M. SARNTHEIN, E. WALGER und F. WERNER haben viele, zum Teil noch unveröffentlichte Ergebnisse zur Verfügung gestellt. Sie werden, was den Persischen Golf betrifft, ausführlich in den „Meteor-Forschungsergebnissen“ (Verlag Borntraeger, Berlin-Stuttgart) abgehandelt werden. Hydrologische Daten finden sich in G. BRETSCHNEIDER et al. (1970). Die Untersuchungen wurden in dankenswerter Weise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, in der westlichen Ostsee auch von der Fraunhofer-Gesellschaft unterstützt.

## 2. Vergleich Ostsee — Persischer Golf

### 2.1 Morphologie

Die großen Züge der Morphologie der Ostsee gehen aus Abb. 3 hervor. Wichtig ist in unserer Hinsicht vor allem die Gliederung in Becken, die durch Schwellen getrennt werden. Die Meerengen, die zum Kattegat und damit zur Nordsee führen, sind eng und flach (maximal 20, 10 bzw. 7 m). Die Darsser Schwelle, die die Beltsee von der mittleren Ostsee abriegelt, ragt bis rund — 18 m auf, hat jedoch eine enge Einsenkung bis — 32 m, die Kadetrinne. Der Persische Golf (Abb. 4) ist gleichfalls durch Schwellen in zwei Becken gegliedert. Eine eigentliche Randschwelle zum Ozean fehlt jedoch (Näheres in E. SEIBOLD & K. VOLLBRECHT 1969). Diese Gliederung in Teilbecken kommt sicher oft auch in fossilen Beispielen vor. Je flacher das Meer, um so stärker wirkt sich eine solche Gliederung in der Hydrologie, im Sedimentcharakter und der Sedimentverteilung sowie in den Faunen aus.

### 2.2 Hydrologie

Die unterschiedliche Wasserzirkulation kommt schon in der Verteilung des Salzgehalts zum Ausdruck (Abb. 5). Die Isolinien fallen in der Ostsee (a) nach innen, im Persischen Golf (b) nach außen ein. Im Innern der Ostsee werden sie jedoch in 50—100 m Wassertiefe horizontal und drängen sich. Sie weisen damit auf eine Salzgehalts-Sprungschicht hin, die das ganze Jahr hindurch als Sperre zwischen Oberflächen- und Bodenwasser wirksam ist. Am Nordende des Persischen Golfs bleibt dagegen der Salzgehalt von der Oberfläche bis zur Tiefe praktisch konstant, was eine gute Durchmischung anzeigt. Zu diesen relativen Unterschieden treten die absoluten: Brackwasser mit 5—15‰ an der Oberfläche und 10—20‰ am Boden in der Ostsee, dagegen Salzgehalte im Persischen Golf zwischen 36,5 und 40,5‰ (im Seichtwasser der arabischen Seite bis 63‰) an der Oberfläche und nur wenig höhere (zwischen 39,5 und 41‰) am Boden. Die Isothermen (Abb. 6) zeigen prinzipiell dieselben Unterschiede. Die höhere sommerliche Sonneneinstrahlung führt in beiden Fällen in Wassertiefen von 10—30 m zu zusätzlichen, aber nicht permanenten Sprungschichten. Das Wasser darüber ist recht homogen. Eine Homogenisierung bis zu diesen Tiefen können auch länger anhaltende Stürme bewirken, was im Westbecken der Abb. 6 b erfaßt wurde.

Schließlich wird die Zirkulation durch die Dichtewerte illustriert (Abb. 7, darin  $\sigma_t = [\text{Dichte} - 1] \times 1000$ ). Die Tiefengrenzen des Ein- und Ausstromwassers fallen danach in die Ostsee hinein ab. Runde Werte sind nach G. DIETRICH (1950) 20 m für die Beltsee, 40 für das Arkonabecken, 60 für das Bornholmbecken und rund 80 für das Gotlandbecken. Im Persischen Golf hingegen läßt vor allem die winterliche hohe Verdunstung im Nordwestteil die Dichte so stark ansteigen, daß das Oberflächenwasser dort absinkt und das am Boden ausfließende Wasser das ganze Jahr hindurch bis zum Golfausgang prägt. Die aus Mesopotamien kommenden starken, kalten Winterwinde erwärmen sich, wenn sie über das einige Grad wärmere Golfwasser streichen und steigern dadurch die Verdunstung.

So entstehen Dichten um 1,030, die zu den höchsten des Weltmeers gehören. Dieser Mechanismus ist für die Bildung des Bodenwassers wichtiger als die Verdunstung im Flachwasser der arabischen Seite, trotz der von dort berichteten hohen, aber lokalen Salzgehalte. Die durch diese Zirkulation betroffenen Wasservolumina gehen aus Tab. 1 hervor. Es ist dabei zu berücksichtigen, daß es sich bei den wenigen vorliegenden zuverlässigen Daten beim Persischen Golf um eine grobe Schätzung handelt.

Dennoch kann daraus entnommen werden, daß sich in der Ostsee durch den Bodeneinstrom das Wasser im groben Durchschnitt im Bereich von einigen Jahrzehnten erneuert. Im Persischen Golf geschieht dies durch den Oberflächeneinstrom jedoch alle paar Jahre. G. SIEDLER (1969) gibt für das Rote Meer ähnliche Werte an (6 Jahre), wenn nur die obersten 150 m in Betracht gezogen werden, jedoch um 200 Jahre für die gesamte Wassermasse. Im Mittelmeer werden ein knappes Jahrhundert, im Schwarzen Meer 2—3 Jahrtausende für die Erneuerung angenommen. Folgt man jedoch B. A. SKOPINTSEV (1962), so sinkt diese Zahl für das Schwarze Meer auf 130 Jahre.

Der an der Wasseroberfläche aufgenommene Sauerstoff und die Assimilation des Phytoplanktons lassen es in den oberen Wasserschichten in beiden Meeren zu einer Übersättigung an Sauerstoff kommen (Abb. 8). Die dauernd wirksame Erneuerung des Bodenwassers im Persischen Golf kann zwar die Sauerstoffzehrung durch Sediment und Organismen nicht völlig aufheben. Dennoch sinken die Sättigungswerte golfauswärts nur von 100% (Westbecken) über 90—80% (Zentralbecken) auf 80—75% in der Hormusregion ab. Das Gegenteil liegt in der inneren Ostsee vor. Die dortige stabile Wasserschichtung verhindert den vertikalen Wasseraustausch. Die Sättigungswerte für den Sauerstoff sinken deshalb in Abb. 8 bis auf 10% ab. In manchen Jahren wird dort das Bodenwasser sogar sauerstofffrei und enthält  $H_2S$ . Leider scheinen sich solche Perioden in den letzten 50 Jahren immer länger auszudehnen. In diesem stagnierenden Wasser sammelt sich auch das im wesentlichen bakteriell entstehende  $CO_2$ . Ein Absinken des im freien Meer im allgemeinen um 8,2 liegenden pH-Wertes auf 7,0 und darunter ist die Folge. Umgekehrt bleibt der pH-Wert im gesamten Persischen Golf auch im Bodenwasser bei 8,0—8,2.

Das Einstromwasser wird auf seinem Weg in den Persischen Golf phosphatärmer. Sein Gehalt sinkt im Nordwesten des Golfs auf unter  $0,1 \mu g\text{-at } PO_4/l$  ab. Das Ausstromwasser wird am Boden phosphatreicher, enthält aber im allgemeinen trotzdem nicht mehr als  $0,3\text{—}0,4 \mu g\text{-at } PO_4/l$ . Ähnliches gilt für andere Nährstoffe, wie das gelöste Silikat. In der inneren Ostsee dagegen ist der Nährstoffgehalt um eine Größenordnung höher. Er kann im bodennahen Wasser  $2 \mu g\text{-at } PO_4/l$  erreichen. Die tiefen Becken werden damit zu einer Falle für Nährstoffe.

Aus- und Einstrom wären zwar prinzipiell leicht direkt zu messen. Da dies aber an vielen Meßprofilen synoptisch und bei variablen Wetter- und Gezeitenbedingungen auch langfristig geschehen müßte, ist man bisher wenig über die Globalrechnungen in der Art der Tab. 1 hinausgekommen. Strommessungen im Fehmarnbelt haben z. B. Ausstromgeschwindig-





Abb. 3. Topographische Übersichtskarte der Ostsee. Horizontale Schraffur = Tiefen über 100 m; vertikale = Schwellen. L.-Tief = Landsortief, — 495 m; G.-Tief = Gotlandtief, — 249 m. Die hydrographischen Schnitte der Abb. 5—8 liegen auf der gestrichelten Linie. Sie gibt auch grob den Weg des Einstromwassers am Boden wieder. (Nach E. SEIBOLD, 1967.)

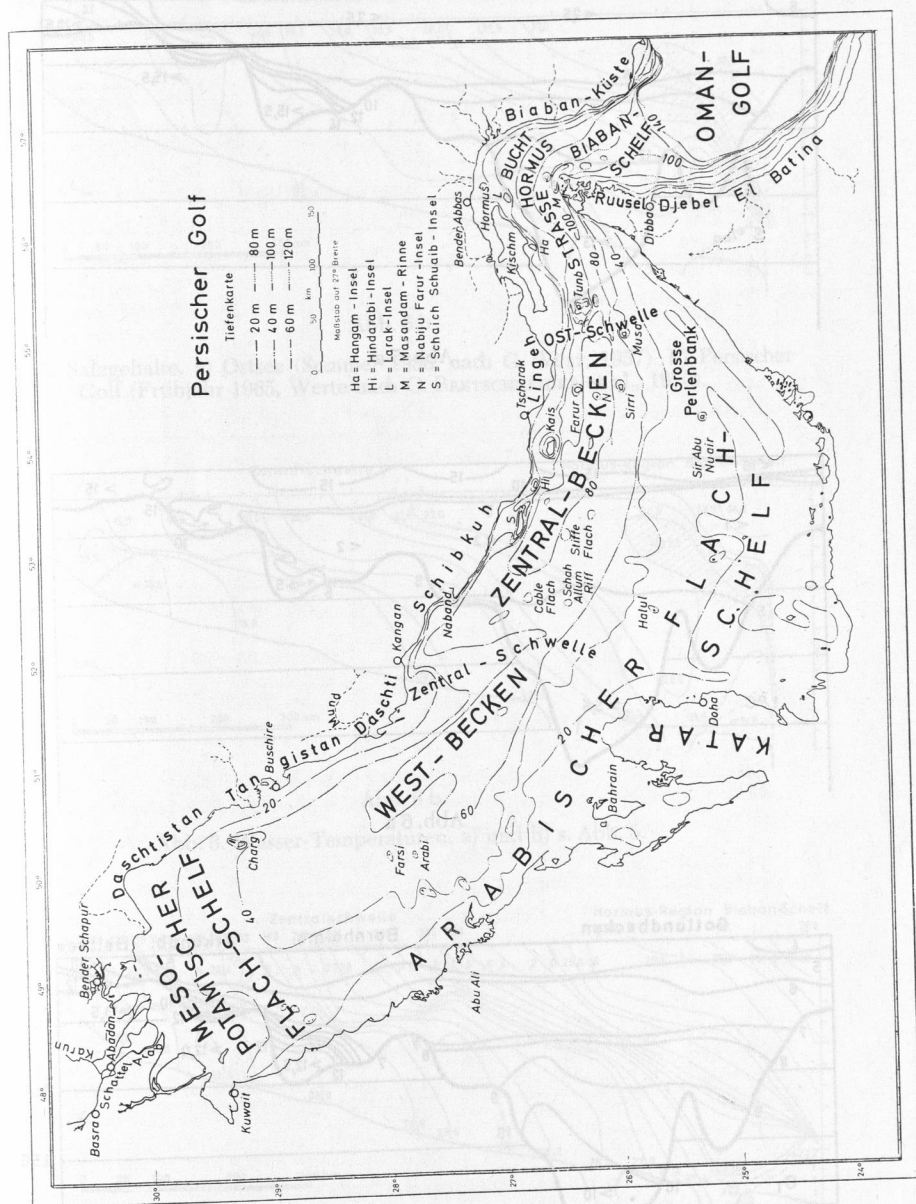


Abb. 4. Topographische Übersichtskarte des Persischen Golfs.  
(Nach E. SEIBOLD & K. VOLLBRECHT, 1969.)

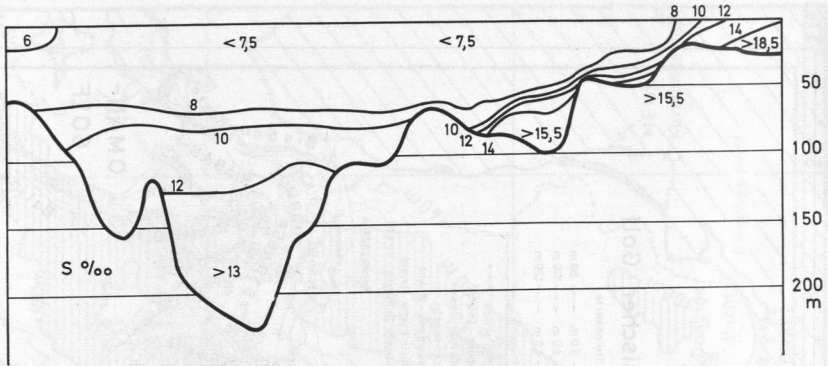


Abb. 5 a

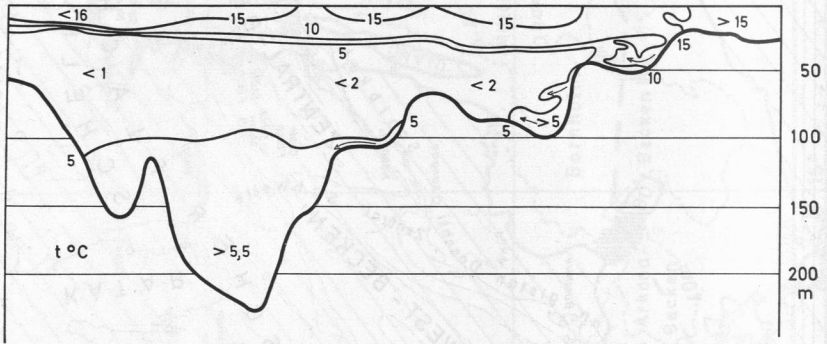


Abb. 6 a

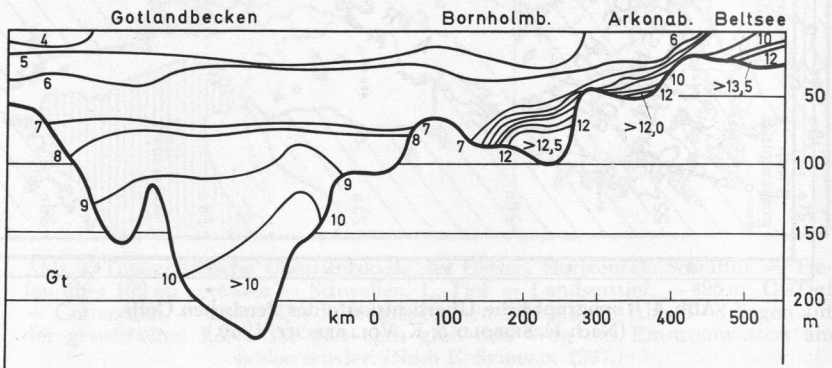


Abb. 7 a

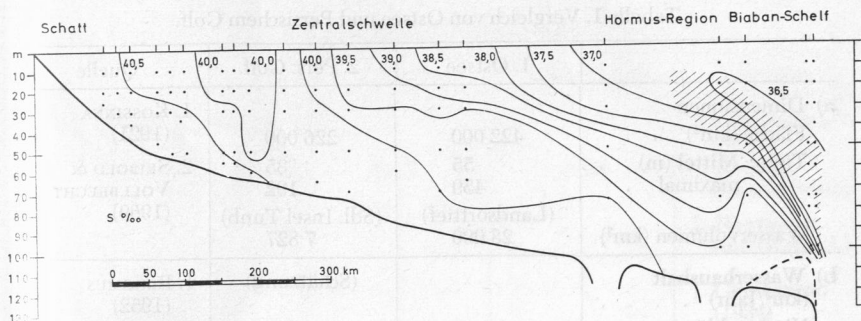


Abb. 5 b

Abb. 5. Salzgehalte. a) Ostsee (Sommer 1956, nach G. WÜST, 1957). b) Persischer Golf (Frühjahr 1965, Werte nach G. BRETSCHNEIDER et al., 1970).

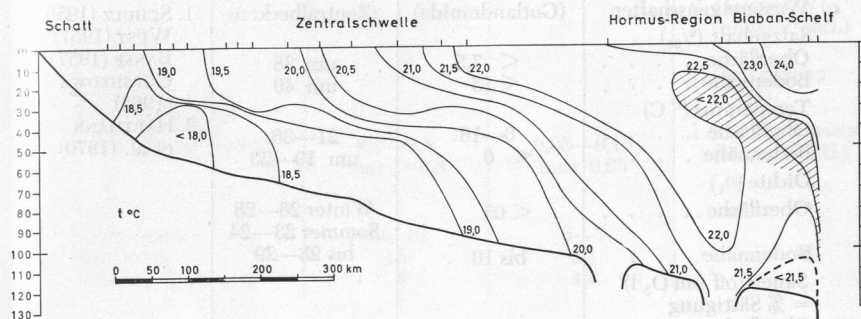


Abb. 6 b

Abb. 6. Wasser-Temperaturen. a) und b) s. Abb. 5.

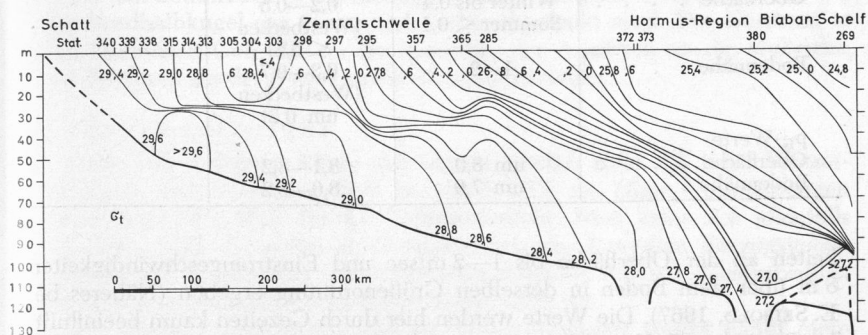


Abb. 7 b

Abb. 7. Dichten [ $\sigma_t = (\text{Dichte} - 1) \times 1000$ ]. a) und b) s. Abb. 5.



Tabelle 1. Vergleich von Ostsee und Persischem Golf.

	1. Ostsee	2. Pers. Golf	Quelle
a) Dimensionen			1. KOSSINNA (1921)
Fläche (km <sup>2</sup> ) . . .	422 000	226 000	
Tiefe: Mittel (m) . .	55	35	2. SEIBOLD & VOLLBRECHT (1969)
maximal . . .	459	192	
	(Landsortief)	(Sdl. Insel Tunb)	
Wasservolumen (km <sup>3</sup> )	23 000	7 827	
b) Wasserhaushalt		(Schätzung)	1. BROGMUS (1952)
(km <sup>3</sup> /Jahr) . . . . .			
Niederschläge . . . .	183	34	2. HARTMANN et al. (1970)
Flußzufuhr . . . . .	479	37	
Verdunstung . . . . .	183	326	
Bilanz . . . . .	+ 479	— 255	
Ausstrom . . . . .	1 216	3 110	
Einstrom . . . . .	737	3 365	
c) Wassereigenschaften	(Gotlandmulde)	(Zentralbecken)	1. SCHULZ (1956)
Salzgehalt (‰) . . .			WÜST (1957)
Oberfläche . . . . .	< 7,5	um 38	BANSE (1957)
Bodennähe . . . . .	< 15	um 40	GORSCHKOWA (1963)
Temperatur (°C)			2. HARTMANN et al. (1970)
Oberfläche . . . . .	0—16	21—36	
Bodennähe . . . . .	< 6	um 19—20	
Dichte ( $\sigma_t$ )			
Oberfläche . . . . .	< 05	Winter 26—28 Sommer 23—24 bis 28—29	
Bodennähe . . . . .	bis 10		
Sauerstoff (ml O <sub>2</sub> /l) = % Sättigung			
Oberfläche . . . . .	um 7 = > 100%	über 5 = > 100%	
Bodennähe . . . . .	meist 0—2 = < 5% (bis 4,5—33%)	3—4 = 80—90%	
Phosphat ( $\mu$ g-at/l)			
Oberfläche . . . . .	Winter bis 0,4 Sommer < 0,1	0,2—0,5 (Westbecken < 0,2)	
Bodennähe . . . . .	1—2	0,3—0,7 (Westbecken um 0,2)	
pH-Werte			
Oberfläche . . . . .	um 8,0	8,1—8,2	
Bodennähe . . . . .	um 7,0	8,0—8,2	

keiten an der Oberfläche bis 1—2 m/sec und Einstromgeschwindigkeiten 8 m über dem Boden in derselben Größenordnung ergeben (Näheres bei E. SEIBOLD, 1967). Die Werte werden hier durch Gezeiten kaum beeinflusst. Im Persischen Golf sind letztere jedoch keineswegs zu vernachlässigen. Obwohl dieses Nebenmeer durch die enge Straße von Hormus stark vom Weltmeer abgeschnürt ist, kommen durch Resonanzwirkung darin die Gezeiten

Tabelle 1. (Fortsetzung)

	1. Ostsee	2. Pers. Golf	Quelle
d) Oberflächensediment Kalkgehalt (% Trockengewicht) .	0—5	> 50	1. GRIPENBERG (1934) KÖGLER (unveröffentl.) 2. HARTMANN (unveröffentl.)
Gehalt an organi- schem Kohlenstoff (% Trockengewicht) .	1—5 max > 10	0,5—1 max 2	1. GRIPENBERG (1934) GORSHKOWA (1963) ZEITSCHEL (1965) KÖGLER (unveröffentl.) 2. HARTMANN (unveröffentl.)
Gehalt an organi- schem Stickstoff (% Trockengewicht)	0,1—0,5 max > 0,8	0,05—0,15 max 0,25	1. GRIPENBERG (1934) 1. u. 2. HARTMANN (unveröffentl.)
C/N			s. o.
Mittelwerte . . . .	um 10	6—7	
Maximum . . . . .	15	9,1	
Minimum . . . . .	6	4,4	

voll zur Geltung. Daraus resultierende Stromgeschwindigkeiten können nach Messungen auch am Boden fast 1 m/sec erreichen, was die Beurteilung kurzer Meßreihen hinsichtlich des Ein- und Ausstroms schwierig macht.

Bei den betroffenen Wassermengen (Tab. 1) ist damit zu rechnen, daß auf der Nordhalbkugel der Strom nach rechts abgelenkt wird. Der Einstrom in den Persischen Golf also an die iranische, der Ausstrom an die arabische, der Ausstrom aus der Ostsee an die schwedische Seite.

### 2.3 Sedimentzufuhr

Nach Tab. 1 führen Flüsse der Ostsee jährlich rund 2% ihres Wasservolumens, dem Persischen Golf nur rund 0,5% zu. Diese Gesamtmengen geben aber kein Maß für die Sedimentzufuhr. Man kann sich allenfalls vorstellen, daß die größeren Wassermengen aus humidem Einzugsgebiet aus mehr anorganisches wie organisches Gelöstes bringen. Gesamtzahlen aus den verglichenen Meeren liegen jedoch nicht vor.

Die Zufuhr suspendierter und am Boden bewegter Fracht hängt mengenmäßig von zu vielen Faktoren ab, als daß man generelle Vergleiche anstellen könnte: Eingeschaltete Wasserkörper als Klärbecken in Schweden, aber auch Mesopotamien, Relief, Art der Wasserführung usw.

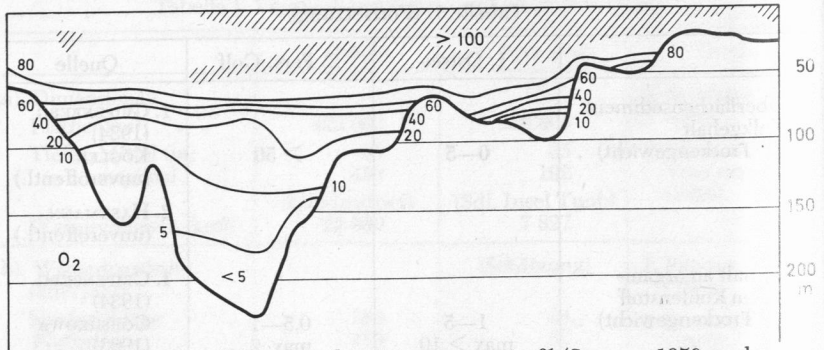


Abb. 8. Sauerstoffsättigung des Ostseewassers in % (Sommer 1956, nach K. BANSE, 1957).

Im humiden Einzugsbereich ist dagegen die chemische Verwitterung besonders aktiv. Kalklösung und Tonmineral-Bildung (Illit in höheren, Kaolinit in niederen Breiten) sind die Folge. Ihre Produkte können auch bei der meist ausgeglichenen Wasserführung das Nebenmeer erreichen. Dazu ist die Möglichkeit gegeben, daß durch Huminsäuren u. ä. organische Substanz, sowie Eisen in Hydroxydflocken angeliefert werden, was beides die Zufuhr von adsorbierten Schwermetallionen fördern dürfte.

Auch das aride Einzugsgebiet kann Tonminerale zur Verfügung stellen, sogar kennzeichnende Vertreter. Aus dem Persischen Golf sei der Palygorskit genannt (H. LANGE, unveröffentlicht), der allerdings auch eingeweht worden sein kann. Die vorherrschende mechanische Verwitterung und die stoßweise Wasserführung lassen jedoch auch die Zufuhr größeren klastischen Materials erwarten. Ob in den Sanden frische Feldspäte zu finden sind, hängt allerdings vom verfügbaren Ausgangsmaterial, vom Relief, von der Dauer der Verwitterung usw. ab. Sicher aber sind im ariden Bereich mehr klastische Karbonate in der Sedimentfracht, falls entsprechende Gesteine anstehen und in höheren Breiten nicht das glaziale Geschehen Gewicht hat.

Schließlich werden in ariden Gebieten mit der reichen Schuttmenge bei entsprechendem Relief, bei der schütterten Vegetation und bei den Stoßregen häufiger Fälle auftreten, in denen episodische Flüsse so dichte Suspensionen liefern, daß diese die Wasserdichte übersteigen. Damit ist eine Art Trübungsstrom möglich, der auch größere Partikel direkt in tiefere Teile des Nebenmeers führen kann. Diesen Mechanismus nimmt M. SARNTHEIN (1970) für eine Sedimentzunge zwischen den Inseln Schaich Schuaib und Hindarabi an, die sich mehr oder weniger senkrecht zur Küste bis in Wassertiefen von rund 80 m erstreckt. Prinzipiell kann also wohl damit gerechnet werden, daß im ariden Fall punktuell stark erhöhte Sedimentzufuhr auftreten kann, was lokal zu außerordentlich verschiedenen Sedimentationsraten führt. Anhaltswerte aus M. SARNTHEIN (1971) wären etwa für weite Bereiche der Becken des Persischen Golfs 1—20 cm/1000 Jahre, vor Flußmündungen dagegen 0,5—5 m/1000 Jahre, in extremen Fällen so-

gar bis 50 m. In der westlichen Ostsee kommen die höchsten Sedimentationsraten in den Becken vor, mit rund 10—100 cm/1000 Jahre. Lokal können jedoch auch Meterbeträge pro 1000 Jahre auftreten, wie in Teilen der Eckernförder Bucht und nördlich davon (F.-C. KÖGER, F. WERNER, unveröffentlicht).

Die Windzufuhr bringt einen wesentlichen Unterschied. Sie dürfte im humiden Fall zu vernachlässigen sein, von Waldbränden mit ihren Aschenteilchen oder von der Veränderung der Küstendünen vielleicht abgesehen. Im Persischen Golf kann dagegen mit einer äolischen Zufuhr von 7—30 cm Sediment im Holozän gerechnet werden (M. HARTMANN et al., 1971).

## 2.4 Sedimente

Zunächst sei auf die Auswirkung der unterschiedlichen Wasserschichtung eingegangen. Das Wasser ist nach S. 78 im Gotlandbecken in zwei klare Stockwerke gegliedert. Die hohe potentielle Sauerstoffzehrung und der geringe vertikale Austausch lassen das Tiefenwasser periodisch anoxisch werden, so daß Verhältnisse wie im tiefen Schwarzen Meer auftreten können. Das Oberflächenwasser wird aber durch thermische Konvektion, durch windbedingte Strömungen und Wellen ständig bewegt, was sich schon in der Korngrößenverteilung widerzuspiegeln scheint. Das feinstkörnige Material kann dadurch leicht ausgeschwemmt werden und sich im Tiefen sammeln. Die Sand-Schlick-Grenze fällt wohl deshalb überraschend genau mit den auf S. 78 erwähnten Wasserkörpergrenzen zusammen. Es sind danach im humiden Modell scharfe Litho-Faziesgrenzen zu erwarten. Im Persischen Golf ist zwar die Untergrenze der Welleneinwirkung auf das Sediment gleichfalls im Sediment spürbar (vgl. M. SARNTHEIN, 1970), jedoch durch kräftige Anlieferung von Feinmaterial aus den Zagrosbergen und durch Biogenkörner verwischt.

Das Fehlen oder der Mangel an Sauerstoff im Tiefenwasser läßt die Aktivität der aeroben Bakterien zurücktreten, die organisches Material oxydieren. Die anaeroben mineralisieren gleichfalls, aber wohl weniger effektiv. Sind allein daraus die hohen Werte der  $C_{org}$ -Gehalte in den Sedimenten der Ostsee, die niedrigen im Persischen Golf zu erklären (Tab. 1)? Sicher nicht, denn der wichtigste Faktor bleibt die organische Produktion, vor allem durch Planktonorganismen. Vergleicht man Sedimente ähnlicher Korngrößenverteilung nordwestlich der Zentralschwelle des Persischen Golfs mit solchen südöstlich davon, so fällt eine drastische Verarmung an  $C_{org}$  im Westbecken auf. Dies ist das direkte Abbild der dortigen Phosphatarmut und damit verminderten Planktons. Selbst auf den tiefen tonigen Böden des Schwarzen Meers liegen die  $C_{org}$ -Gehalte nur bei 1,6 bis 1,74%, obwohl das bodennahe Wasser sauerstofffrei ist. Die geringe Zufuhr an organischer Substanz entscheidet auch dort (vgl. N. M. STRAKHOV, 1962). Unterschiedliche Zufuhr sonstiger Sedimentpartikel verdünnt den Gehalt an organischer Substanz, schützt diese aber auch vor weiterer Zersetzung, falls die Überdeckung sehr rasch geschieht. Dieses ganze Faktorengefüge kann jedoch nicht aufgelöst werden, solange nicht mehr über die quantitative Zusammensetzung dieser „Substanz“ bekannt wird.



Immerhin scheint der Unterschied Ostsee/Persischer Golf für die  $C_{org}$ -Gehalte im ganzen für die Modelle typisch zu sein: Westliches Mittelmeer 0,1—0,8%, Mittel 0,4% (K. G. ERIKSSON, 1967), östliches Mittelmeer 0,3 bis 1%, Rotes Meer 0,1—1,4% (E. OLAUSSON, 1961).

Ähnliches gilt für den organisch gebundenen Stickstoff (Tab. 1). Die Deutung des Unterschieds in den C/N-Verhältnissen der Tab. 1 ist nicht einfach, da noch weitere Faktoren zusammenspielen (Näheres in M. HARTMANN et al., 1971). Kornfeinheit und organische Substanz gehen zusammen. Deshalb sind u. a. auch die Wassergehalte in den feineren Ostseesedimenten sehr hoch. Die obersten 2 cm der inneren Eckernförder Bucht können bis 350 % des Trockengewichts Wasser enthalten (F.-C. KÖGLER, unveröffentlicht). Im Persischen Golf liegen dagegen die Werte für feinstkörnige Sedimente um 100—150%.

Im anoxischen Tiefenwasser werden unter den anaeroben Bakterien zunächst die nitratreduzierenden aktiv, unter einem Gehalt von rund 0,1 ml  $O_2$ /l auch die sulfatreduzierenden (nach A. B. WHEATLAND, 1954, in F. A. RICHARDS, 1965). Bei diesen Reaktionen entsteht  $H_2S$ , aber auch  $CO_2$ , das den pH-Wert des Wassers erniedrigt (Tab. 1). Ob dieses  $CO_2$  durch Bakterien zu  $CH_4$  schon im Wasser reduziert werden kann, ist noch umstritten. Im Sediment ist dies sicher möglich (vgl. W. S. REEBURGH, 1969). Alle diese bakteriell bedingten Veränderungen haben sedimentologische Konsequenzen.

1. Eisen und Mangan. Beide Elemente ähneln sich in chemischer Hinsicht. Sie werden dem Meer als klastische Minerale, als Hydroxyd- oder Oxydhäutchen um sonstiges Material, als kolloidale Flocken von Hydroxyden oder organisch gebunden zugeführt. Im normalen Meerwasser sind diese Verbindungen stabil. Unter reduzierenden Bedingungen werden sie jedoch gelöst. Lösliche  $Mn^{2+}$ -Verbindungen bilden sich dabei leichter als lösliche  $Fe^{2+}$ -Verbindungen, die erheblich niedrigere Eh-Werte verlangen. Diese Reduktion wird normalerweise im Sediment erfolgen, auch unter sauerstoffhaltigem Meerwasser. Das Konzentrationsgefälle Poren-/Meerwasser kann dabei zu einer Aufwärtswanderung von  $Fe^{2+}$ - und  $Mn^{2+}$ -Ionen führen, die an der Grenzfläche zur Fällung von kolloidalen Hydroxydflocken von Fe und Mn höherer Wertigkeiten Anlaß geben kann. Im Flachwasser der Ostsee führt dies an manchen Stellen (z. B. um Bornholm) zu Fe-Mn-Krusten und -Knollen, die das sandige Oberflächensediment verbacken, eine Illustration der Vorstellungen von H. BORCHERT (vgl. zuletzt 1965). Allerdings bleibt immer noch die Frage offen, wie sich derartige Oxyde und Hydroxyde erhalten können, wenn sie überdeckt werden und damit wieder reduziert werden können.

Wird unter anoxischen Bedingungen schon im Meerwasser reduziert, so kann die  $Mn^{2+}$ -Konzentration so stark ansteigen, daß es im Verein mit der hohen  $CO_2$ -Konzentration zur Ausfällung von Mangankarbonaten kommt. M. HARTMANN (1964) hat den geschilderten Ablauf für das Gotlandbecken wahrscheinlich gemacht: In ihm enthält das Oberflächenwasser 10  $\gamma$  Mn/l, das bodennahe bis 900, also Werte, die über den von V. V. MOKYEVSKAYA (1961) aus dem Schwarzen Meer berichteten liegen (100—500  $\gamma$  Mn/l im Tiefenwasser). Das Porenwasser in den laminierten Sedimenten des Got-

landbeckens hat Gehalte von 700—32 000  $\gamma$  Mn/l. Im Sediment ist das Mangan in einem Mn-Ca-Mg-Fe-Mischkarbonat gebunden. Gehalte bis 2% Mn an der Oberfläche, bis 13% in Kernen können dabei erreicht werden.

Auch das Eisen kann im Tiefenwasser der Gotlandmulde reduziert werden. Ist darin  $H_2S$  aus bakterieller Tätigkeit vorhanden, so werden im Gegensatz zum Mangan sehr bald schwerlösliche Eisensulfide gefällt. Im  $H_2S$ -haltigen Porenwasser führt dies zu einer Verarmung des löslichen  $Fe^{2+}$ , das dann nur noch rund ein Zehntel der  $Mn^{2+}$ -Konzentration erreicht. Umgekehrt macht sich im Sediment dieser Vorgang in einem Gehalt bis 9% Fe bemerkbar (M. HARTMANN, 1964). Im ganzen ist danach abzuleiten, daß das humide Modell eher zur Konzentrierung von Eisen und Mangan führen wird als das aride. Höhere Zufuhren vom Festland kommen mit den geschilderten Anreicherungsmöglichkeiten im Becken selbst zusammen. Vielleicht fehlen deshalb umgekehrt entsprechende Lagerstätten in Mitteleuropa im Perm und in der Trias.

2. Andere Metallionen dürften sich gleichfalls durch sulfidische Fällung in diesem Sedimenttyp anreichern. F. A. RICHARDS (1965) berichtet z. B. vom Cariacograben vor Venezuela, wo die Kupferkonzentration im Oberflächenwasser der des offenen Meers gleicht. In der  $H_2S$ -Zone des Tiefenwassers liegt sie unter der Nachweisgrenze, was auf Ausfällung von schwerlöslichen Kupfersulfiden hinweist, die dem Sediment zugeführt werden. Vielleicht gehört auch Molybdän hierher (M. G. GROSS, 1963, in F. A. RICHARDS, 1965).

Hierbei muß aber sicherlich noch der wohlbekannte Zusammenhang mit der reichlich vorhandenen organischen Substanz berücksichtigt werden. Ein schönes Beispiel bringt E. OLAUSSON (1961) aus Sedimentkernen des Mittelmeers, in denen gelegentlich sapropelartige Lagen mit 2—8%  $C_{org}$  und graue, bläuliche und gelbliche Schlamme mit  $1/10$ — $1/40$  dieses Gehalts wechsellagern. Die letzteren enthalten denn auch nur  $1/10$  Ba und Mo,  $1/2$ — $1/5$  Ni, V, Co der Sapropel. Ähnliche Anreicherungen von Cu, Ag, U, Zn stellte F. T. MANHEIM (1961) in dunklen Beckensedimenten der Ostsee fest. Die Koppelung mit der organischen Substanz kann aus Beiträgen von toten Organismen, Kotpillen, Adsorption an organischen Partikeln, Komplexbildung u. a. stammen.

Schließlich ist auch an die vorgenannten Mangan- und Eisenhydroxydflocken zu denken. Bekanntlich haben sie extrem große aktive Oberflächen, die viele andere Metallionen adsorbieren können.

All diese geschilderten Mechanismen treten im Persischen Golf zurück. Die bisher dort festgestellten niedrigen Konzentrationen der entsprechenden Elemente im Sediment (H. LANGE, K. H. WEDEPOHL, unveröffentlicht) müssen aber natürlich auch auf das klimatisch und gesteinsmäßig unterschiedliche Liefergebiet zurückgeführt werden.

3. Karbonat. Die erwähnte Fällung von Mangankarbonat kann nur aus gesättigtem Tiefenwasser erfolgen. Das setzt zunächst Karbonatlösung voraus. Tatsächlich ist aus der Ostsee Anlösung von über Bord gegangenen oder mit Tangen verdrifteten Kalkgeröllen und von Kalkschalen bekannt, die zum Teil schon im bodennahen Wasser erfolgen

kann (Eckernförder Bucht, westliche Ostsee, nach H. WITTIG, 1940), sicherlich aber im Sediment (vgl. J. RESIG, 1965). Wie oben erwähnt, kann aber auch im euxinischen Milieu durchaus Karbonat erhalten bleiben, wenn es im Überschuß angeboten wird. Hier ist aber die Ostsee benachteiligt, da im kalten, brackischen Wasser generell Kalkschaler zurücktreten.

Gegensätzliche Verhältnisse liegen im Persischen Golf vor. Auf der arabischen Seite kann es nach E. A. SHINN (1969), K. DE GROOT (1969) und J. C. M. TAYLOR & L. V. ILLING (1969) auch unter dauernder Wasserbedeckung zur Fällung von Aragonit und eventuell Hoch-Magnesium-Calcit kommen, der z. B. Sande zementiert. Die Unterschiede im Kalkgehalt der Tab. 1, einer der wesentlichsten Züge hinsichtlich der Sedimente beider Modelle, rühren aber im wesentlichen von anderen Ursachen her (terrigene Anlieferung, Produktionsrate und Dicke von Kalkschalen).

## 2.5 Organismen

Die Stockwerkgliederung des Ostseewassers prägt sich auch in der Verbreitung der höheren Organismen aus. G. KÜHLMORGEN (1965) bringt für die Kieler Bucht Hinweise aus dem Makrobenthos. G. F. LUTZE (1965) kann klar die benthonischen Foraminiferenfaunen des Oberflächen- und Tiefenwassers voneinander unterscheiden, selbst wenn sie auf sehr ähnlichen Sedimenten vorkommen. Die Grenzen sind scharf. Auch im Persischen Golf (F.-W. HAAKE, G. F. LUTZE, unveröffentlicht) sind Flach- und Tiefenwasserfaunen zu trennen. Mittelwasserfaunen schieben sich dazwischen. Die Grenzen sind indessen meist weniger scharf. Sie sinken zudem golfauswärts ab, was darauf hinweist, daß nicht die Tiefe an sich, sondern die sich im gleichen Sinn verändernden Wasserkörper bestimmend sind.

Das Fehlen höherer Bodentiere in anoxischen Tiefenwässern läßt keine Bioturbation zu, weshalb primäre Feinschichtung hervorragend erhalten bleibt. Die Laminierung in Sedimentkernen der Gotlandmulde und des Landsorttiefs ist bis in mm-Bereiche hinunter messerscharf. Es ist noch eine offene Frage, ob die naheliegende Deutung als Jahresschichten zutrifft. Bekanntlich ist dies im Schwarzen Meer schon nachzuweisen versucht worden. Dem sommerlichen und herbstlichen Planktonsterben sollen winterliche Kalklamina folgen, was in 1000 Jahren zu 20 cm Ton und 1—2 cm Kalkschlamm führen soll (V. P. ZENKOVITCH, 1966). Im Golf von Kalifornien bleibt Feinschichtung gleichfalls nur im sauerstoffarmen Wasserstockwerk zwischen 400 und 800 m Wassertiefe erhalten. Hier sollen die sommerlichen und herbstlichen Flußhochwässer Silt und Ton anliefern, die Diatomeenblüte im Winter und Frühjahr organische Reste. In 1000 Jahren führt dies zu 2,5 m Warven-Sedimenten (Tj. H. VAN ANDEL, 1964).

In Sedimentkernen aus dem Persischen Golf dagegen fällt es in Präparaten zunächst schwer, Schichtung in holozänen Sedimenten zu entdecken. Bei ihrer meist geringen Sedimentationsrate sind sie stark zerwühlt. Korngrößenunterschiede und Orientierung von flachen Organismenresten sind oft die einzigen Schichtungshinweise.

Faunenunterschiede vom Eingang der Ostsee bis an deren Enden um Finnland sind schon lange bekannt (vgl. A. REMANE, 1940; S. EKMAN, 1953;

S. G. SEGERSTRALE, 1957). Das Brackwasser stellt dem Biologen aber noch immer ungelöste Probleme. Auch für den Paläontologen kann es noch — vielfach wenig genützte — Anregungen geben: Verarmung der Faunen nach Artenzahl der Makro- wie Mikrofossilien, Faunensubmergenz, Abnahme der Individuengröße, der Schalendicke und Veränderung der Schalenform. Noch reizvoller müßte der noch ausstehende prinzipiell faunistische Vergleich eines „humiden“, brackischen Nebenmeeres mit einem Vertreter des ariden Modells sein, bei dem noch höhere Salzgehalte als im Persischen Golf auftreten.

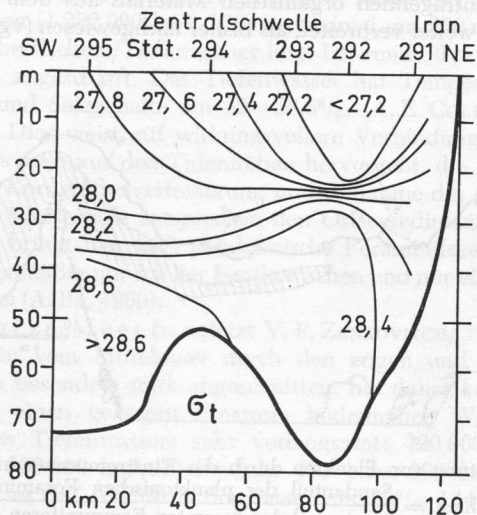


Abb. 9. Dichteverteilung auf einem hydrologischen Querprofil durch den iranischen Teil des Persischen Golfs in Höhe der Zentralschwelle (Werte nach G. BRETSCHNEIDER et al., 1970).

Nach dieser Betrachtung der Auswirkung der Wasserschichtung soll kurz auf den Ein- und Ausstrom eingegangen werden. Für die Ostsee (Abb. 3) hat E. SEIBOLD (1965) die geologisch wichtigen Wirkungen des bodennahen Einstroms zusammengestellt: Erosion in Engen und Rinnen bis in den unterlagernden Geschiebemergel und bis zur Bildung einer Lesedecke aus Geröllen; Sandtransport in Einstromrichtung in den Rinnen der westlichen Ostsee; Transport von Larven benthonischer Foraminiferen, von Eisen- und Manganhydroxydflocken und Tonmineralen, bevorzugt Montmorillonit, in die zentralen Becken hinein.

Die geologische Wirkung des bodennahen Ausstroms konnte im eigentlichen Persischen Golf bei der uns möglichen Stationsdichte und -position bisher nicht erfaßt werden. Am Rand des Biaban-Schelfs und am Kontinentalhang zum Golf von Oman hinab prägt er sich jedoch in der Art und Menge der karbonatischen Sandkörner aus. Bezeichnenderweise auf



der arabischen Hälfte, nach der dieser Unterstrom abgelenkt wird (M. HARTMANN et al., 1971; M. SARNTHEIN, 1971).

Umgekehrt bildet sich der wiederum nach rechts abgelenkte Oberflächen-Einstrom (Abb. 9) im Sediment eindeutig ab. Verschiedene Verhältnisse von Plankton- zu Benthos-Organismen verringern sich sowohl vom Golfausgang bis etwa auf die Höhe von Bushire als auch von der iranischen zur arabischen Seite hin (Abb. 10).

Dieser prinzipielle Unterschied beider Modelle — zurücktretender bzw. fehlender Transport von ozeanischem Plankton in Nebenmeere des humiden Bereich hinein und im ariden ständige Einfuhr suspendierten schalenlosen und schalentragenden organischen Materials aus dem Ozean — ist sicher auch fossil weiter verbreitet, als bisher nachgewiesen (vgl. G. F. LUTZE, 1968).

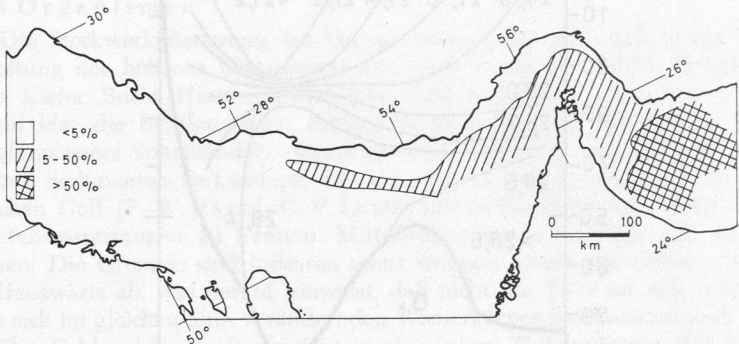


Abb. 10. Verfrachtung von Plankton durch das Einstromwasser in den Persischen Golf. Prozentzahlen =  $\frac{\text{Sandanteil der planktonischen Foraminiferen}}{\text{Sandanteil der gesamten Foraminiferen}} \times 100$ .  
(Vereinfacht nach M. SARNTHEIN, 1971.)

## 2.6 Randbedingungen

Kleinere Sedimentationseinheiten, die den Nebenmeeren an deren Küsten angegliedert sind, lassen den „humiden“ bzw. „ariden“ Charakter meist noch schärfer erkennen. Allerdings können jahreszeitliche Unterschiede, Einfluß von Exposition, Tidenhub, Flußmündungen stören. So ist der Nordteil der San-Francisco-Bay durch hohe Süßwasserzufuhr eher „humid“, der Südteil durch hohe Verdunstung eher „arid“ (K. O. EMERY et al., 1957). Am Asowschen Meer mit rund 11‰ Salzgehalt hängt im Westteil die hypersaline Siwash-Lagune mit bis über 130‰ (L. A. ZENKEVICH, 1947).

Es müßte trotzdem möglich sein, die Faunen mit ihrer noch weiter reduzierten Artenzahl in brackischen Lagunen (Noore, Haffe an der Ostsee) von den hypersalinen unterscheiden zu lernen.

Sedimentologisch können Schilfe und Torfe, fossil Kohle auf das humide Modell höherer Breiten, Mangrovevegetation mit ihrer typischen Fauna und ihrem Sedimentgefüge auf dasselbe in niederen Breiten hinweisen.

Für das aride Modell bringt der arabische Rand des Persischen Golfs

aktuelle Beispiele. In den dortigen Sabkhas und meerwärtigen Wasserkörpern sind sedimentologische Besonderheiten die Feinschichtung durch dünne Algenhäute mit ihren typischen Trockenrissen, verschiedene Formen der Dolomitisierung, knolliger Gips bzw. Anhydrit und sonstige evaporitische Mineralbildungen (s. zuletzt G. EVANS et al., 1969).

### 3. Rezente Vergleiche

#### 3.1 Humider Typ, höhere Breiten

Die Hudsonbay ist eine nordamerikanische Ostsee, allerdings mit dreifacher Fläche, über doppelter mittlerer Tiefe und dadurch siebenfachem Volumen (1 232 000 km<sup>2</sup>, 128 m, maximal um 250 m, 158 000 km<sup>3</sup>). Die Grenze Oberflächen-/Tiefenwasser liegt bei rund 50 m und ist im Sommer thermisch zugeschräuft. Das Tiefenwasser hat Temperaturen um —1 bis —1,8° C und Salzgehalte um 32—33,5‰ (A. E. COLLIN & B. R. PELLETIER, 1966). Dies weist auf wirkungsvollere Verbindungen zum offenen Ozean hin, was auch aus den Tidenhuben hervorgeht, die meist im Meterbereich liegen. Korngrößenverfeinerung und Zunahme des organischen Materials mit der Wassertiefe entsprechen den Ostseesedimenten. Der bodennahe Einstrom bringt hier auch planktonische Foraminiferen ins Sediment, allerdings zahlenmäßig nur 1% der benthonischen und nur eine Art, *Globigerina pachyderma* (A. BÉ, 1960).

Das Schwarze Meer (s. zuletzt V. P. ZENKOVITCH, 1966, mit Literatur) ist dagegen vom Mittelmeer durch den engen und nur bis 27,5 m tiefen Bosphorus besonders stark abgeschnitten, hat daher keinen spürbaren Tidenhub und einen geringen Einstrom bodennahen Wassers, was die Erneuerung des Tiefenwassers sehr verlangsamt: 420 000 km<sup>2</sup>, mittlere Tiefe 1 191 m, 500 000 km<sup>3</sup>, Flußzufuhr 337 bzw. 399 km<sup>3</sup>/Jahr, Abfluß Oberflächenwasser 347, Zufluß Bodenwasser mit 36‰ 144 km<sup>3</sup>/Jahr. (Hydrologische Daten nach D. B. CARTER, 1956, bzw. J. TIXERONT, 1970.) Die Grenze beider Wasserkörper liegt im Schwarzen Meer bei rund —50 m, wobei im oberen die Temperaturen zwischen 6—8 und 25° C, die Salzgehalte zwischen 16 und 18‰ schwanken, Sauerstoffsättigung 100%. Darunter verarmt der Sauerstoffgehalt bekanntlich rasch. Ab 75—250 m tritt H<sub>2</sub>S im Wasser auf (E. T. DEGENS & D. A. ROSS, 1970), bei Temperaturen um 8—9° C und Salzgehalten um 21—22,5‰. Die einige Meter mächtige Übergangszone enthält nach E. T. DEGENS & D. A. ROSS viele Eisen- und Mangan-Hydroxydkolloide in Flocken, wie sie schon aus der Ostsee erwähnt wurden. Hier kann es daher gleichfalls zur Fällung und Zementation kommen, wo diese Wasserzone den Boden berührt. In den Schwarzmeer-Flocken ist Mangan angereichert (Mn : Fe ≈ 10 : 1, E. T. DEGENS & D. A. ROSS), da ja das Eisen laufend aus dem tieferen Wasser sulfidisch ausfallen kann. Die Effekte auf Sedimente wie Organismen zeigen gleichfalls viele Parallelen zur Ostsee: Hoher Gehalt an organischem Material und Spurenelementen, Karbonate im Tiefsten, Verarmung und Verkleinerung der Floren und Faunen im Vergleich zum Mittelmeer (7000 Pflanzen- und Tierarten im Mittelmeer, 1200 im Schwarzen Meer und 100 im Asowschen als dem flachen, im Winter eisbedeckten Anhängsel).

Unterhalb 130—180 m siedeln am Boden nur noch Bakterien, weshalb Feinschichtung hervorragend erhalten bleibt. Hält der säkulare, vielleicht auch durch den Menschen geförderte Sauerstoffschwund in der Ostsee an, so werden in deren tiefen Becken gleichfalls euxinische Verhältnisse auftreten.

Beispiele für kleinere Nebenbecken des humiden Modells bringen F. A. RICHARDS, 1965 (Dabob Bay im Puget Sound, Washington, im Nordwesten der Vereinigten Staaten; Dramsfjord, Oslobucht) oder K. M. STRØM, 1936 (norwegische Fjorde). Aus den Untersuchungen F. A. RICHARDS' und B. B. BENSONS (1961) ist zu entnehmen, daß sich die Verteilung des  $H_2S$  im Tiefenwasser nicht nur jahreszeitlich oder durch Sturm-lagen verändern kann, sondern daß auch bei einer kurzfristigen Aufnahme Sedimente, z. B. im Dramsfjord (maximale Tiefe 117 m, Schwelle 8 m) im Tiefsten und im flacheren Wasser unterhalb der Schwellentiefe unter anoxischem Wasser liegen können, in Zwischentiefen aber unter sauerstoffhaltigem. „Sapropel“- und „Gyttja“-Bedingungen können dort also zeitlich wie räumlich sehr rasch wechseln. Dies ist auch für Ostseebecken oder Teilbereiche darin anzunehmen.

Obwohl nun viele Becken in höheren Breiten im humiden Bereich liegen, können sie doch Züge des ariden Modells annehmen. Dann nämlich, wenn die winterliche Abkühlung so stark und der Salzgehaltsunterschied zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser so gering ist, daß thermische Konvektion das winterliche Oberflächenwasser mit seinem hohen Sauerstoffgehalt bis auf den Boden bringt:

Die Japansee (K. HIDAKI, 1966) ist hierfür ein großräumiges Beispiel: 978 000 km<sup>2</sup>, Durchschnittstiefe 1752 m, maximale 4224 m, 1 713 000 km<sup>3</sup> Volumen. Das bodennahe Einstromwasser kommt über die maximal 150 m tiefe Koreastraße von Süden. Die Oberflächenwerte für die Japansee liegen bei 5—25° C, im Norden auch weniger, bis unter 0° C; 32,5 bis 35‰, im Norden auch weniger. Das Tiefenwasser weist ganzjährig 0 bis 0,5° C und 34‰ auf, ist also das Erbe der winterlichen Abkühlung. Deshalb bringt diese jährliche Erneuerung Sauerstoffsättigung noch in 3000 m Wassertiefe und bis 72% am Boden!

Der Golf von Korinth, im Randbereich arid/humid gelegen, mag hier gleichfalls erwähnt werden: Um 25 × 120 km, bis rund 850 m tief, 2 km breite, bis 55 m tiefe Schwellenregion. Winterkonvektion macht das Tiefenwasser unterhalb rund 100 m isotherm und -halin und erhält hohen Sauerstoffgehalt bis an den Boden (B. C. HEEZEN et al., 1966). Ein Gegenteiliges Beispiel mit zumindest teilweise stagnierendem Bodenwasser und ausgeprägter, ungestörter Feinschichtung des Sediments berichtet E. SEIBOLD (1958) aus einer allerdings sehr kleinen und stark abgeschnürten Bucht der Adria auf der Insel Mljet.

### 3.2 Humider Typ, niedere Breiten

Beispiele für diesen Typ sind noch seltener gründlich erforscht als die vorgenannten. Es sei hier der Siam-Golf genannt (K. O. EMERY & H. NIINO, 1963; T. ICHYE, 1966): 320 000 km<sup>2</sup>, mittlere Tiefe um 45 m,

maximale 84, 14 400 km<sup>3</sup>, Schwelle zum offenen Schelf bis 58 m tief. Außer Niederschlägen um 250 cm/Jahr erhält er Süßwasser aus Flüssen, vor allem vom Chao Phraya, an dem Bangkok liegt. Offensichtlich ist eine typische Wasserzirkulation des humiden Modells anzunehmen: Oberflächenwasser um 30° C, um 30,5—32,5‰ Salzgehalt; bodennahes Wasser unter 27° C und über 34‰. Die Wasserschichtung scheint indessen nicht ausgeprägt zu sein, da sich Gezeiten, die winterlichen Winde aus SE, die sommerlichen aus NW und die damit verbundenen Auftriebserscheinungen an den Rändern im flachen Golf stark auswirken können. Deshalb sind auch die höchsten Werte für organischen Kohlenstoff (bis 1,3%, Durchschnitt um 0,8%) wie Stickstoff (bis 0,16%) unter diesen randlichen Bereichen hoher Produktion zu finden. Das C/N-Verhältnis liegt bei 13. Der meist olivbraune Schlack des Beckens enthält zwischen 10 und 20% Kalk sowie feinkörnigen authigenen Glaukonit (um 50  $\mu$ ) und, besonders im NE, Lateritkörner, jedoch keine Körner aus Phosphorit oder Manganoxiden. Es sind wohl noch zu wenige Sedimentproben und hydrographische Daten verfügbar, um allgemeine Regeln ableiten zu können.

Noch weniger weiß man von der Sulu-See zwischen Borneo und den Philippinen (H. D. TJIA, 1966): 260 000 km<sup>2</sup>, bis 5580 m tief, Schwellentiefe zur Süd-Chinasee bis 400 m. Oberflächenwasser: 27—29° C, 33,5 bis 34,2‰; Tiefenwasser um 10,5° C, 34,5‰ und einer Sauerstoffsättigung von nur rund 9%. Bezeichnenderweise wird am Boden dieses fast stagnierenden Beckens der Kalk des Globigerinenschlammes nicht gelöst.

Völlige Stagnation und H<sub>2</sub>S im Bodenwasser bei pH-Werten um 8,0 wird von der in die Insel Halmahera eingesenkten Kaoe-Bucht berichtet (P. M. VAN RIEL, 1943). Sie ist fast kreisrund mit einem Durchmesser von etwa 30 km, bis 500 m tief bei einer Schwellentiefe von 40—50 m. Die Wasserschichtung scheint eher auf Temperatur- als Salzgehaltsunterschiede zurückzugehen, ein Fall, der in den Tropen häufiger vorkommen dürfte. Durch die hohe Zufuhr terrigenen Materials bleibt der C<sub>org</sub>-Gehalt um und unter 2%. Diese beiden letzten Beispiele zeigen, daß in den gleichfalls reich gegliederten Regionen früherer Geosynklinalen im tropischen Bereich eine Fülle von Möglichkeiten für den humiden Typ gegeben waren.

Einsenkungen im offenen Schelf der Tropen können bei der dort fehlenden kräftigen winterlichen thermischen Konvektion gleichfalls stagnierendes Tiefenwasser enthalten. Das bekannteste Beispiel ist der Carriaco-Graben (F. A. RICHARDS & R. F. VACCARO, 1956; B. C. HEEZEN et al., 1958): 180 × 70 km, maximale Tiefe um 1400 m, Schwellentiefe bis 150 m. Das Tiefenwasser ab rund 250 m ist isotherm (16,9° C) und -halin (36,2‰). Unterhalb 375 m verschwindet der Sauerstoff, Gehalte bis 30  $\mu$ g at/l Sulfid-Schwefel/l und Phosphatgehalte bis 2,72  $\mu$ g at/l treten bei pH-Werten um 7,8 im bodennahen Wasser auf. Hervorragende mm-Feinschichtung zeugt vom Fehlen wühlender Organismen.

### 3.3 Arider Typ

Das europäische Mittelmeer sei zuerst genannt: 2 510 000 km<sup>2</sup>, mittlere Tiefe 1502 m, maximale 5092, Volumen 3 771 000 km<sup>3</sup> (H. W. MENARD



& S. M. SMITH, 1966; W. B. F. RYAN in R. W. FAIRBRIDGE, 1966), Schwellentiefe in der Straße von Gibraltar bis 320 m, von Sizilien bis 400 m. Der jährliche Wasserverlust durch Verdunstung (hydrologische Daten nach D. B. CARTER, 1956, bzw. J. TIXERONT, 1970) von 2887 bzw. 3000 km<sup>3</sup> wird durch Niederschläge (1034 bzw. 875), Flußzufuhr (450 bzw. 510), Oberflächeneinstrom aus dem Bosporus (203 bzw. 190) und aus dem Atlantik (netto 1199 bzw. 1425, nach einer frdl. Mitteilung von Prof. LACOMBE, Paris, 1800 km<sup>3</sup>, d. h. nach D. B. CARTER, 1956, Einstrom = 30 175 und Ausstrom = 28 976 km<sup>3</sup>) ersetzt. Winterliche thermische Konvektion (G. WÜST, 1961) bedingt einen auswärtsgerichteten Unterstrom und Sauerstoffreichtum (D. A. MCGILL, 1961) auch in Bodennähe (bis 4,25 ml O<sub>2</sub>/l, d. h. bei Temperaturen um 13,6° C und 38,65‰ eine Sättigung von über 70%). Das bodennahe Wasser ist, wie das gesamte Mittelmeer überhaupt, durch diese wirksame Ventilation arm an Nährstoffen, z. B. an Phosphaten (0,1—0,3 µ gat/l), hat also Werte wie das Westbecken des Persischen Golfs. Die flache Gibraltarschwelle läßt zudem nur phosphatarms atlantisches Oberflächenwasser eintreten. Das Mittelmeer ist damit der nährstoffärmste Wasserkörper der Welt. Daraus resultieren viele Sedimenteigenschaften, die an den Persischen Golf erinnern, von den reliefbedingten Turbiditen und von vulkanischen Beimengungen im Mittelmeer abgesehen.

Das Rote Meer wurde zuletzt hinsichtlich seiner Wassereigenschaften von K. GRASSHOFF (1967) und G. SIEDLER (1969) dargestellt: 453 000 km<sup>2</sup>, mittlere Tiefe 538 m, maximale über 2300 m, Schwellentiefe in der Straße von Bab el Mandeb bis 125 m, 215 000 km<sup>3</sup>. Der Salzgehalt des Oberflächenwassers nimmt von S mit 36,5‰ nach N durch die hohe Verdunstung (rund 2 m/Jahr, s. D. W. PRIVETT, 1959) auf 40,8‰ im Golf von Aqaba zu. Die um rund 2° C niedrigeren Wintertemperaturen kommen im Nordteil dazu, so daß von dort aus, von der „Lunge“ des Roten Meers, das Tiefenwasser erneuert wird. Unterhalb 300 m ist es mit ungefähr 21,7° C und 40,6‰ isotherm und -halin. Bei einem Sauerstoffgehalt von 2—3 ml O<sub>2</sub>/l ist es zu 40—60% gesättigt. Wäre das Oberflächenwasser kälter und salzärmer, so könnte noch mehr Sauerstoff aufgenommen werden. Der Phosphatgehalt liegt bei 0,8 µ gat/l (oben um 0,3), der pH-Wert bei 8,0—8,1 (oben um 8,2). Das oberflächennahe Einstromwasser bringt rund 9100 km<sup>3</sup>/Jahr, der bodennahe Ausstrom führt rund 8200 km<sup>3</sup>/Jahr aus. K. GRASSHOFF errechnet daraus eine jährliche Karbonatsedimentation im Roten Meer von 10<sup>7</sup> t, d. h. 2,3 mg/cm<sup>2</sup> oder in 1000 Jahren 1,4 cm. Im wesentlichen wird das Karbonat in den Korallenriffen oder durch sonstiges Benthos und Plankton biogen gefällt. Eingeführte Planktonorganismen und terrigenes Material kommen dazu, so daß wohl mit einer gegenwärtigen durchschnittlichen Sedimentationsrate von mehr als 4 cm/1000 J (naß) gerechnet werden kann. In den tiefsten Teilen geben W. A. BERGGREN & A. BOERSMA (1969) 5—10, im Discovery-Tief bis 10 cm/1000 J für das Holozän an. Der Sedimentcharakter ähnelt in vielem dem Persischen Golf: Kalkgehalt um 70—80%, im Golf von Aqaba um 60% (K. O. EMERY, 1964), Gehalt an C<sub>org</sub> um 0,16, Aqaba 0,06—0,12.

Der Golf von Kalifornien (Tj. H. VAN ANDEL et al., 1964) hat im

Gegensatz zu den vorigen Beispielen keine Schwelle zum Ozean: 162 000 km<sup>2</sup>, mittlere Tiefe 813 m, in Becken gegliedert, deren tiefstes 3700 m erreicht, 132 000 km<sup>3</sup>. Auch in diesem Fall ist die winterliche Abkühlung im Nordteil entscheidend für die Bildung des Tiefenwassers, das im nördlichen Golf 16—19° C aufweist. Im Sommer ist die Oberfläche 29—30° C warm, was eine Schichtung zur Folge hat. Im Südteil strömt an der Oberfläche Wasser ein. Das Tiefenwasser gleicht aber durch die weite und tiefe Verbindung dem des Pazifik. Starke golfachsenparallele Winde verändern dieses Bild wesentlich. Sie schaffen im Winter, von Norden wehend, Auftriebsgebiete an der mexikanischen, im Sommer, von Süden wehend, dagegen auf der Halbinselseite. Phytoplanktonblüten und Zooplanktonreichtum ergeben sich daraus, was sich auch im Sediment widerspiegelt. Der Golf ist dadurch „eine Falle für ozeanische Kieselsäure“. 0,05—0,15 g SiO<sub>2</sub>/cm<sup>2</sup> werden jährlich im Zentrum abgelagert. Das Sauerstoffminimum des äquatorialen Pazifikwassers bei — 400 bis — 800 m verhindert auch im Golf in diesen Tiefen wühlendes Bodenleben. Deshalb kann sich in den Diatomiten Jahresschichtung mit durchschnittlich 2,5 mm Mächtigkeit erhalten (s. S. 90). In vielen Zügen weicht der Golf also vom bisher gezeigten ariden Typ ab. Die punktuelle terrigene Sedimentzufuhr vor den Flußmündungen fällt jedoch auch in ihm auf.

Als großzügigstes Beispiel der beiden Zirkulationstypen sei noch der Atlantische und Pazifische Ozean selbst genannt. A. C. REDFIELD et al. wiesen 1963 darauf hin, daß auch in den Ozeanbecken Tiefwasserein- oder -ausfluß für sedimentologische Ableitungen interessant sind. W. H. BERGER (1970) führt dies im Detail aus. Der Nordatlantik, in dem die Verdunstung die Niederschläge kräftig übersteigt, wäre das „aride“, lagunäre Modell: Kalkreiche Sedimente, arm an biogener Kieselsäure, C<sub>org</sub> und Spurenelementen. Der Pazifik wäre der „humide“, ästuarine Fall: Kalkärmer, reicher an C<sub>org</sub> und biogener Kieselsäure. Anreicherung von Spurenelementen gegenüber dem Atlantik, z. B. Cu = 3 ×, Co = 2,9 ×, Mn = 2,7 ×, Ni = 2,1 ×, Zn = 1,5 × (nach K. H. WEDEFOHL, 1960).

#### 4. Fossile Vergleiche

Die Endglieder des humiden und ariden Modells sind oft ohne Schwierigkeiten im fossilen Bereich auszumachen: Unterkreide Nordwestdeutschlands (W. SCHOTT, 1968), unterer Lias Süddeutschlands (H. ALDINGER, 1968), marine Evaporite in vielen Beispielen. Trotzdem gibt es eine solche Fülle von modifizierenden Faktoren, daß manche Frage noch offen ist.

##### 4.1 Klima

Das Nebenbecken mag als Meeresfläche im ariden Bereich liegen. Große Flüsse können aber dessen Wasserbilanz positiv machen, wie etwa heute im Schwarzen Meer. Die Japansee liegt im humiden Bereich, kühlt aber von Norden her im Winter so stark ab, daß thermische Konvektion Salzgehaltsschichtung überwindet und das Tiefenwasser erneuert, was dem ariden Modell entspricht. Fehlt dagegen dieser Jahreszeiteffekt, etwa

in den Tropen, so kann eine reine Temperaturschichtung mit einer Sprungschicht in rund 100 m Tiefe ganzjährig den vertikalen Wasseraustausch in Nebenbecken behindern und zu den Sapropeliten führen.

Spezifische Wetterlagen an den Ostseeausgängen, etwa lang anhaltender starker Westwind, kann zu einem Einstrom marinen Wassers über die gesamte Tiefe des Großen Belts führen und zu einem Einbruch dieser Wassermassen über die Darsser Schwelle in das Arkona-, Bornholm- und Gotlandbecken hinein. Dies wirkt sich sedimentologisch vor allem durch Sauerstoffzufuhr in die zum Teil stagnierenden Tiefenwässer, also auch auf die Schichtung im Sediment aus. Larven von Bodentieren, Tonminerale, kolloidale Eisen- und Manganhydroxydflocken können dabei beckeneinwärts transportiert werden (E. SEIBOLD, 1965). In den letzten 50 Jahren geschah dies im Rhythmus von rund 10 Jahren (S. H. FONSELIUS, 1962). Dieser Spülungseffekt durch Salzwassereintrüche kann bekanntlich anderenorts  $H_2S$  ins Oberflächenwasser bringen und zum Massentod auch von Fischen führen, deren Skelette dann im Sapropel voll erhalten bleiben können (Golf von Cariaco, Dramsfjord, Saanisch Inlet nach F. A. RICHARDS, 1965, Nordfjord nach O. H. SAELEN, 1947).

Wind kann auch beim ariden Modell von großem Einfluß sein. Die winterlichen SE-Winde verstärken den OberflächenEinstrom in die Straße von Bab el Mandeb, die sommerlichen NW-Winde schwächen ihn, zwingen ihn sogar eventuell in eine Zwischenschicht hinab (G. SIEDLER, 1969). Käme es heute im Roten Meer zur Evaporitablagerung, so würde sich dieser Windwechsel eventuell im Sediment abbilden. Das aride Modell des Golfs von Kalifornien nimmt stellenweise gegenteilige Züge an, da die starken winterlichen Nordwinde Auftriebsgebiete mit hoher organischer Produktion am Ostrand, die sommerlichen Südwinde am Westrand schaffen (Tj. H. VAN ANDEL, 1964). Solche Sonderfälle sind fossil schwer zu beurteilen, was am Beispiel des Kupferschiefers gezeigt werden wird. Die Auswirkung von Gebirgszügen in der Umrandung fossiler Becken auf das Klima sind noch schwerer zu erfassen.

## 4.2 Schwellen

Die Bedeutung der Schwellen ist seit der Barrentheorie von OCHSENIUS offenkundig. Je flacher und enger die Meerengen zum Ozean sind, um so zugeschräfter treten die beiden Typen hervor: Das Schwarze Meer ist das klassische Beispiel. Der Persische Golf zeigt nur in den Lagunen des Südrands den Beginn der Evaporitbildung, weil er praktisch keine Schwelle zum Ozean besitzt. Der schwellenlose Golf von Kalifornien paßt sich im Sediment durch seine freie Öffnung zum Pazifik nur teilweise in unser Nebenbecken-Schema ein.

Die Meerengen liegen und lagen sicher oft in tektonisch unruhigen Gebieten, die Belte am epirogenen Gelenk des Skandinavischen Schilds, die Gibraltarstraße, der Bosporus, Bab el Mandeb in seismisch aktiven Zonen. Kleine, lokale Verstellungen konnten sich daher auf die Sedimente und Organismen großer Flächen auswirken. Dies wird für das Pleistozän drastisch illustriert in den bisher auf diese Fragen hin noch viel zu wenig

untersuchten Auswirkungen der eustatischen Meeresspiegelschwankungen: Ausfüßung des Golfs von Korinth (B. C. HEEZEN et al., 1966) und des Schwarzen Meers (E. T. DEGENS & D. A. ROSS, 1970) in der letzten Kaltzeit und im letzteren Fall drastische Veränderung der jüngeren Schichten im Gehalt an  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{org}}$ , marinem Plankton in den verschiedenen Phasen der holozänen Transgression.

Das Rote Meer scheint nach den Befunden an Plankton-Foraminiferen, Nannoplankton, Dinoflagellaten und Pteropoden in Sedimentkernen in den Kaltzeiten des Pleistozäns gleichfalls teilweise vom Indischen Ozean abgeschnürt gewesen zu sein (W. A. BERGGREN, 1969). In 4 Phasen soll dort seit dem Eem eine gute Verbindung mit dem Indischen Ozean bestanden haben: Salzgehalts- und Temperaturschätzungen nach Faunen und mit Hilfe von Sauerstoffisotopen-Bestimmungen (Näheres in E. T. DEGENS & D. A. ROSS, 1969). In Zeiten der Abschnürung und damit höherer Salzkonzentrationen sollen nach J. D. MILLIMAN et al. (1969) z. B. auch Tiefseekarbonate durch anorganisch gefällten Aragonit zementiert worden sein.

Im Mittelmeer wird mancher Befund noch verschieden gedeutet. P. MARS (1963, s. a. J. M. PERES, 1967) nimmt an, daß der heutige Oberflächeneinstrom auch in den Interglazialen bestanden hat, was heute wie damals die Einfuhr tropischer Litoralfaunen erleichtert. Im humideren Glazial und bei abgesenktem Meeresspiegel soll sich die Zirkulation in der Gibraltarstraße umgedreht haben, weshalb boreale Tiefwasserfaunen Zutritt bekamen. Im Westbecken ist dies nach bisheriger Kenntnis zumindest aus den Sedimenten der letzten 30 000 Jahre (s. zuletzt K. G. ERIKSSON, 1967) schwer nachzuweisen.

Im Ostbecken dagegen, durch die Schwelle zwischen Tunis und Sizilien zusätzlich abgegliedert, sind aus Tiefseekernen bis zu einem Dutzend sapropelische Lagen mit Pyrit, vielen Diatomeen und Pteropoden bekanntgeworden (K. O. EMERY et al., 1966; E. OLAUSSON, 1966).

Heute ist dieses Becken ein Kerngebiet für die Erneuerung des Tiefenwassers. Stammen nun diese sedimentologischen Hinweise auf ein humides Modell aus Zeiten höherer Süßwasserzufuhr aus Nil und Bosporus, etwa aus den Übergangszeiten Glazial/Inter- bzw. Postglazial (OLAUSSON, EMERY et al.)? Gehören sie nach der Überlegung von MARS ins Glazial? Oder sind die bisher bekanntgewordenen Zementationserscheinungen in Mittelmeertiefseekernen wie im Roten Meer ein Hinweis auf im Glazial abgesenkten Meeresspiegel und ein arides Modell (MILLIMAN et al.)?

### 4.3 Organische Substanz

Aus vielen weiteren offenen Problemen soll schließlich noch auf das Vorkommen organischer Substanz in salinaren Serien und auf die Frage der Entstehung des Kupferschiefers hingewiesen werden.

Es wurde gezeigt, daß das humide Modell die Anreicherung organischer Substanz im Sediment unter anderem durch Stagnation des Bodenwassers gut erklären läßt, in den Tropen selbst in Becken des offenen Schelfs (Cariacograben), in brackischen, auch flachen Nebenmeeren höherer Breiten (Ostsee). Im ariden Modell, das als nährstoffarm, damit primär arm an



organischer Substanz und zudem mit seinem sauerstoffreichen Tiefenwasser diese sekundär dezimierend dargestellt wurde, hat eine solche Anreicherung zunächst keinen Platz.

Trotzdem sind die Koppelung Evaporite — Erdöl, das verbreitete Vorkommen bituminöser Evaporite, die jeweilige Einleitung der Salinar-Folgen des Zechsteins durch Sapropelfazies seit jeher bekannt. In der karbonischen Paradox-Serie der westlichen USA steht nicht nur am Beginn der Cyclothemen Dolomit-Anhydrit-Steinsalz-Dolomit-Kalk ein schwarzer, kalkhaltiger Stinkschiefer. Dieser Typ findet sich praktisch überall, auch im Steinsalz, eingelagert (G. HERMAN & C. A. BARKELL, 1957).

Vielleicht helfen folgende Überlegungen zu einer Erklärung:

1. Sicher gab es in der Erdgeschichte aride Fälle, in denen keine oder keine so ausgeprägte winterliche thermische Konvektion auftrat wie heute im Persischen Golf, dem Roten und dem Mittelmeer.

2. Wenn in Nebenbecken die Sedimentation von Evaporiten auch aus dem Tiefwasser beginnt, müssen sehr erhebliche Wassermengen verdunstet sein. Nach O. BRAITSCHE (1962) beginnt Gips aus Meerwasser von 25° C erst auszufallen, wenn es von 1000 auf 322 g eingengt wird. Da hierbei noch ständiger Nachschub von Oberflächenwasser aus dem Ozean anzunehmen ist, bedeutet dies nach den Zahlen etwa der Tab. 1 auch erhebliche Zufuhr von suspendierter toter oder lebender organischer Substanz. Die Wiederausfuhr derselben durch den bodennahen Ausstrom ist dabei stark herabgesetzt. Sonst käme es ja nicht zur Gipsausscheidung. Je konzentrierter die bodennahen Wässer, desto viskoser werden sie, desto stärker wird eine Vermischung mit Oberflächenwasser, also auch die Sauerstoffzufuhr unterbunden. Sauerstoffhaltiges Wasser wird im übrigen immer an der Oberfläche vorhanden sein, weshalb das sich eventuell in der Tiefe entwickelnde  $H_2S$  höchst selten in die Atmosphäre entweichen kann, wie H. BORCHERT (z. B. 1965) annimmt. Es wird sicher noch im Wasser zu  $SO_4$  oxydiert und bleibt dem System erhalten. Bituminöse Gipse und Salze können damit fraglos erklärt werden, Kalke sind noch ein Problem.

Ein Schlußbeispiel: Der Kupferschiefer wurde vielfach in der Literatur als „euxinische“ Bildung, also nach dem humiden Modell, erklärt. In unser Schema passen sein hoher Gehalt an organischer Substanz, an Schwermetallen, das fehlende Bodenleben, die gut erhaltenen Fossilien, die zahlreichen eingeschwemmten Landpflanzen, das gelegentliche Vorkommen von Amphibien, die besonders hohen Metall-Konzentrationen in den küstennahen Teilbecken. Schließlich kann nur unter humiden Bedingungen, zumindest auf dem angrenzenden Festland, mit einer nennenswerten Zufuhr von Metallen aus dem variszischen Gebirge gerechnet werden, das sich ja aus vielen Gründen als Lieferant anbietet (s. zuletzt K. H. WEDEPOHL, 1964, und G. MAROWSKY, 1969). Schwerer zu verstehen ist dieses humide Bild allerdings im doch ausgesprochen ariden Rahmen des norddeutschen Perm: Rotliegendesalze im Unterelbetrog, Salze im Zechstein, Dünensande, VerkieSELungen, offensichtlich geringe Sedimentationsrate im Kupferschiefermeer.

Bekanntlich versucht M. BRONGERSMA-SANDERS (1965, zuletzt 1969) die interessante Deutung, daß die Zirkulation des ariden Typs durch permanente Winde aus SE umgedreht wird, daß also Oberflächenwasser nach NW ausfließt und durch am Boden einströmendes, nährstoffreiches Tiefenwasser ersetzt wird. In den innersten, landnächsten Teilen soll dies zu Auftriebserscheinungen mit Planktonexplosion und damit zur Anreicherung von organischer Substanz usw. am Boden führen. Plankton soll auch der wesentliche Metall-Lieferant sein. Als rezente Beispiele werden der Carriaco-Golf, der Ria de Arosa in NW-Spanien und der Golf von Kalifornien angeführt und die erhöhte Konzentration von Schwermetallen unter Auftriebsgebieten vor Südwestafrika.

Diese Beispiele sind nun entweder wesentlich kleinräumiger als das Kupferschiefermeer oder liegen direkt am Rand tiefer Meere mit einem großen Nährstoffreservoir. Nach Beginn der Zechsteintransgression fand zudem dieses flache Meer zumindest im Raum um den Harz ein Becken- und Schwellenrelief vor, das dem der Ostsee nicht unähnlich gewesen sein mag. Zum offenen Nordmeer dürfte die Entfernung mehr als 600 km betragen haben, ein weiter und beschwerlicher Weg für windbedingte Ausgleichsströmungen. Die teilweise extrem hohen Kupferkonzentrationen sind zudem kaum vom Plankton allein abzuleiten.

Vielleicht ist deshalb trotzdem der Ausweg in eine kurze Einschaltung des humiden Modells, und sei es auch nur durch hohe Süßwasserzufuhr aus dem gebirgigen Hinterland, gangbar.

#### Schriftenverzeichnis

- ALDINGER, H.: Die Palaeogeographie des schwäbischen Jurabeckens. — *Eclogae Geol. Helv.*, **61**, 1, 167—182, Basel 1968.
- VAN ANDEL, Tj. H., & SHOR, G. G. Jr. (Hrsg.): Marine Geology of the Gulf of California. — *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.* **3**, 409 S., Tulsa 1964.
- BANSE, K.: Ergebnisse eines hydrographisch-produktionsbiologischen Längsschnittes durch die Ostsee im Sommer 1956: II. Die Verteilung von Sauerstoff, Phosphat und suspendierter Substanz. — *Kieler Meeresforsch.*, **13**, 2, 186—201, Kiel 1957.
- Bé, A. W. H.: Some Observations on Arctic planctonic Foraminifera. — *Contrib. Cushman Found. Foram. Res.*, **11**, 2, 64—68, Ithaca 1960.
- BERGER, W. H.: Biogenous Deep-Sea Sediments: Fractionation by Deep-Sea Circulations. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **81**, 1385—1402, New York 1970.
- BERGGREN, W. A.: Micropaleontologic Investigations of Red Sea Cores. Summation and Synthesis of Results. — In: DEGENS & ROSS, 329—335, New York (Springer) 1969.
- BERGGREN, W. A., & BOERSMA, A.: Late Pleistocene and Holocene Planctonic Foraminifera from the Red Sea. — In: DEGENS & ROSS, 1969, 282—298, New York (Springer) 1969.
- BORCHERT, H.: Formation of Marine Sedimentary Iron Ores. — In: RILEY & SKIRROW, **II**, 159—204, London (Academic Press) 1965.
- : Principles of Oceanic Salt Deposition and Metamorphism. — In: RILEY & SKIRROW, **II**, 205—276, London (Academic Press) 1965.
- BRAITSCHE, O.: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. — 240 S., Berlin (Springer) 1962.

- BRETSCHNEIDER, G., GRASSHOFF, K., KOSKE, P. H., & VON TREPKA, L.: Physikalische und chemische Daten nach Beobachtungen des Forschungsschiffes „Meteor“ im Persischen Golf 1965. — „Meteor“-Forschungserg. A (im Druck).
- BROGMUS, W.: Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. — Kieler Meeresforsch., 8, 15—42, Kiel 1952.
- BRONGERSMA-SANDERS, M.: Metals of Kupferschiefer supplied by normal sea water. — Geol. Rdsch., 55, 365—375, Stuttgart 1965.
- : Permian wind and the occurrence of fish and metals in the Kupferschiefer and Marl Slate. — In: Sediment Ores, Proc. 15th Int. University Geol. Congr., 61—71, Leicester (1967) 1969.
- CARTER, D. B.: The waterbalance of the Mediterranean and Black Seas. Drexel Inst. of Technology, Publications of Climatology, 9, 3, 123—174, Centreton, N. J., 1956.
- COLLIN, A. E., & PELLETIER, B. R.: Hudson Bay and Approaches. — In: R. W. FAIRBRIDGE, 357—364, New York (Reinhold Publ. Co.) 1966.
- CURRAY, J.: Estuaries, Lagoons, Tidal Flats, and Deltas. — In: D. J. STANLEY (Hrsg.): The New Concepts of Continental Margin Sedimentation. — Amer. Geol. Inst., JC-III-1-30, Washington 1969.
- DEGENS, E. T., & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. — 612 S., New York (Springer) 1969.
- DEGENS, E. T., & ROSS, D. A.: Oceanographic Expedition in the Black Sea: A preliminary report. — Naturwissenschaften (im Druck).
- DIETRICH, G.: Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. — Kieler Meeresforsch., 7, 35—69, Kiel 1950.
- : Allgemeine Meereskunde. — 500 S., Berlin (Borntraeger) 1957.
- EKMEN, S.: The fauna of the Baltic and other brackish regions. In: Zoogeography of the Sea, 114—121, London 1953.
- EMERY, K. O.: Sediments of Gulf of Aqaba (Eilat). — Papers in Marine Geology: Shepard Comm. Vol., R. L. MILLER (Hrsg.), 257—273, New York (Macmillan) 1964.
- EMERY, K. O., HEEZEN, B. C., & ALLAN, T. D.: Bathymetry of the Eastern Mediterranean Sea. — Deep Sea Res., 13, 173—192, Oxford 1966.
- EMERY, K. O., & NIINO, H.: Sediments of the Gulf of Thailand and Adjacent Continental Shelf. — Bull. Geol. Soc. Am., 74, 541—554, New York 1963.
- EMERY, K. O., STEVENSON, R. E., & HEDGPETH, J. W.: Estuaries and Lagoons. — Geol. Soc. Am., Mem. 67, 1, 673—749, New York 1957.
- ERIKSSON, K. G.: Some Deep-Sea Sediments in the Western Mediterranean Sea. — In: M. SEARS (Hrsg.): Progress in Oceanography 4, 267—280, Oxford 1967.
- EVANS, G., SCHMIDT, V., BUSH, P., & NELSON, H.: Stratigraphy and Geologic History of the Sabkha Abu Dhabi, Persian Gulf. — Sedimentology, 12, 145—159, Amsterdam 1969.
- FAIRBRIDGE, R. W. (Hrsg.): The Encyclopedia of Oceanography. — 1044 S., New York (Reinhold Publ. Co.) 1966.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic Deep Basins. — Fish. Board Sweden, Ser. Hydrogr., Rep. 13, 41 S., Lund 1962.
- GORSKHOVA, T. I.: Die Bodenablagerungen der Ostsee (Russ.). — Baltica, 1, 189—210, Vilnius 1963.
- GRASSHOFF, K.: Zur Chemie des Roten Meeres und des inneren Golfs von Aden nach Beobachtungen von F. S. „Meteor“ während der Indischen Ozean-Expedition 1964/65. — Habilitationsschrift, 194 S., Kiel 1967.
- GREEN, E. J., & CARRITT, D. E.: New Tables for Oxygen Saturation of Sea Water. — J. Marine Res., 24, 140—147, New Haven 1967.

- GRIPENBERG, S.: A study of the sediments of the North Baltic and adjoining seas. — *Merentutkimuslait. julk./Havsforskningsinst. Helsinki, skr.*, **96**, 1—231, Helsinki 1934.
- DE GROOT, K.: The chemistry of submarine cement formation at Dohat Hussain in the Persian Gulf. — *Sedimentology*, **12**, 63—68, Amsterdam 1969.
- HARTMANN, M.: Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. — *Meyniana*, **14**, 3—20, Kiel 1964.
- HARTMANN, M., LANGE, H., SEIBOLD, E., & WALGER, E.: Oberflächensedimente des Persischen Golfs und des westlichen Golfs von Oman. I. Allgemeines. — „Meteor“-Forschungserg. C (im Druck).
- HEEZEN, B. C., EWING, M., MENZIES, R. J., BROECKER, W. S.: Date of stagnation of the Cariaco Trench, Southeast Caribbean. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **69**, 1579, New York 1958.
- HEEZEN, B. C., EWING, M., & JOHNSON, G. L.: The Gulf of Corinth floor. — *Deep Sea Res.*, **13**, 381—411, Oxford 1966.
- HERMAN, G., & BARKELL, C. A.: Pennsylvanian Stratigraphy and Productive Zones, Paradox Salt Basin. — *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, **41**, 861—881, Tulsa 1957.
- HIDAKI, K.: Japan Sea. — In: R. W. FAIRBRIDGE, 417—424, New York (Reinhold Publ. Co.) 1966.
- ICHIYE, T.: Gulf of Thailand. — In: R. W. FAIRBRIDGE, 339—342, New York (Reinhold Publ. Co.) 1966.
- KOSSINNA, E.: Die Tiefen des Weltmeeres. — *Veröff. Inst. f. Meereskunde, Univ. Berlin, N. F., A, Geogr. nat.-wiss. Reihe*, **9**, 70 S., Berlin 1921.
- KÜHLMORGEN-HILLE, G.: Quantitative Untersuchungen der Bodenfauna in der Kieler Bucht und ihre jahreszeitlichen Veränderungen. — *Kieler Meeresforsch.*, **19**, 1, 42—66, Kiel 1963.
- LUTZE, G. F.: Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee. — *Meyniana*, **15**, 75—142, Kiel 1965.
- : Ökoanalyse der Mikrofauna des Aptiums von Sarstedt bei Hannover. — *Beih. Ber. Naturkd. Ges.*, **5**, 427—443, Hannover 1968.
- MANHEIM, F. T.: A geochemical profile in the Baltic Sea. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **25**, 52—70, Oxford 1961.
- MAROWSKY, G.: Schwefel-, Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen am Kupferschiefer als Beitrag zur genetischen Deutung. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **22**, 290—334, Heidelberg 1969.
- MARS, P., & BONIFAY, E.: Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie Quaternaire Méditerranée. — *Bull. Géol. Soc. France*, **7**, I, 62, Paris 1959.
- MCGILL, D. A.: A preliminary study of the oxygen and phosphate distribution in the Mediterranean Sea. — *Deep Sea Res.*, **8**, 259—269, Oxford 1961.
- MENARD, H. W., & SMITH, S. M.: Hypsometry of Ocean Basin Provinces. — *J. Geophys. Res.*, **71**, 4305—4325, Richmond 1966.
- MILLIMAN, J. D., ROSS, D. A., & KU, T. L.: Precipitation and Lithification of Deep-Sea Carbonates in the Red Sea. — *J. Sediment. Petrol.*, **39**, 724—736, Tulsa 1961.
- MOKYEVSKAYA, V. V.: Mangan im Wasser des Schwarzen Meeres (Russ.). — *Dokl. Akad. Nauk SSR*, **137**, 1445—1447, Moskau 1961.
- OLAUSSEN, E.: Studies of Deep Sea Cores. — *Rep. Swedish Deep Sea Exped. 1947/48*, **8**, 4, 335—341, Göteborg 1961.
- : Sediments of Mediterranean. — In: R. W. FAIRBRIDGE, 493—497, New York (Reinhold Publ. Co.) 1966.



- PRIVETT, D. W.: Monthly charts of evaporation from North Indian Ocean, including the Red Sea and the Persian Gulf. — *Quart. Jour. Roy. Meteorol. Soc. London*, **85**, 424—428, London 1959.
- PERES, J. M.: The Mediterranean Benthos. — *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **5**, 449—533, London 1967.
- REDFIELD, A. C., KETCHUM, B. H., & RICHARDS, F. A.: The Influence of Organisms on the Composition of Sea Water. — In: HILL, M. N. (Hrsg.): *The Sea*, **2**, 26—77, New York (Interscience) 1963.
- REEBURGH, W. S.: Observations of Gases in Chesapeake Bay Sediments. — *Limnol. Oceanogr.*, **14**, 368—375, Lawrence 1969.
- REMANE, A., et al.: *Die Tierwelt der Nord- und Ostsee*. — **1**, 238 S., Leipzig (Akad. Verlagsges.) 1940.
- RESIG, J.: Lösungserscheinungen an Foraminiferen der Ostsee-Sedimente. — Diss., Univ. Kiel (Manuskript), 72 S., Kiel 1965.
- RICHARDS, F. A.: Anoxic Basins and Fjords. — In: RILEY & SKIRROW, I., 611—645, London (Academic Press) 1965.
- RICHARDS, F. A., & BENSON, B. B.: Nitrogen/argon and nitrogen isotope ratios in two anaerobic environments, the Cariaco Trench in the Caribbean Sea and Drømsfjord, Norway. — *Deep Sea Res.*, **7**, 254—264, Oxford 1961.
- RICHARDS, F. A., & VACCARO, R. F.: The Cariaco Trench, an anaerobic basin in the Caribbean Sea. — *Deep Sea Res.*, **3**, 214—229, Oxford 1956.
- VAN RIEL, P. M.: Oceanographic results, the bottom waters, introductory remarks and oxygen content. — *Snellius Exped. 1929/30*, **2** (5), 77 S., 1943.
- RILEY, J. P., & SKIRROW, G. (Hrsg.): *Chemical Oceanography I. + II.* — London (Academic Press) 1965.
- RYAN, W. B. F.: Mediterranean Sea. — In: R. W. FAIRBRIDGE, 490—493, New York (Reinhold Publ. Co) 1966.
- SAELEN, O. H.: Temperature variations and heat transport in the Nordfjord. — *Berges Museum Årbok* **1946** og **1947**, 5—28, Bergen 1947.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Merkmale für die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischen Golf. — *Geol. Rdsch.*, **59**, 649—666, Stuttgart 1970.
- : Oberflächensedimente des Persischen Golfs und des westlichen Golfs von Oman. II. Quantitative Analyse der Komponenten in der Grobfraction. — „Meteor“-Forschungserg. C (im Druck).
- SCHOTT, W.: Nordwestdeutsches Wealdenbecken und Ostseebecken (Gedanken zur Paläogeographie des Wealden). — *Geol. Jb.*, **85**, 919—940, Hannover 1968.
- SCHULZ, B.: Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925—1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. — *Erg. Ber. DHI Hamburg*, 1956.
- SEGERSTRÅLE, S. G.: Baltic Sea. — *Geol. Soc. Am., Mem.* **67**, **1**, 751—800, New York 1957.
- SEIBOLD, E.: Jahreslagen in Sedimenten der mittleren Adria. — *Geol. Rdsch.*, **47**, 100—117, Stuttgart 1958.
- : Der Große Belt in seiner Bedeutung für die rezenten Sedimente der Ostsee. — *Baltica*, **2**, 139—166, Vilnius 1965.
- : La mer baltique prise comme modèle de géologie marine. — *Rev. de Géogr. phys. et de Géol. dynamique* (2), **9**, **5**, 371—384, Paris 1967.
- SEIBOLD, E., & VOLLBRECHT, K.: Die Bodengestalt des Persischen Golfs. — „Meteor“-Forschungserg. C, **2**, 29—56, Stuttgart 1969.
- SHINN, E. A.: Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. — *Sedimentology*, **12**, 109—144, Amsterdam 1969.

- SIEDLER, G.: General Circulation of Water Masses in the Red Sea. — In: DEGENS & ROSS, 131—137, New York (Springer) 1969.
- SKOPINTSEV, B. A.: Recent work on the hydrochemistry of the Black Sea. — *Deep Sea Res.*, **9**, 349—357, Oxford 1962.
- STRAKHOV, N. M.: Principles of Lithogenesis. — Engl. Übers., 621 S., New York (Consultants Bureau) 1969 (Moskau 1962).
- STRØM, K. M.: Land-locked Waters. — *Norske Vidensk. Ak. Oslo*, 1. Math.-Nat. Kl. No. 7, 85 S., Oslo 1936.
- TAYLOR, J. C. M., & ILLING, L. V.: Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. — *Sedimentology*, **12**, 69—107, Amsterdam 1969.
- TJIA, H. D.: Sulu Sea. — In: R. W. FAIRBRIDGE, 888—891, New York (Reinhold Publ. Co.) 1966.
- TIXERONT, J.: Le bilan hydrologique de la Mer Noire et de la Mer Méditerranée. *Cahiers océanographiques*, März 1970, 227—237, Paris 1970.
- WEDEPOHL, K. H.: Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetönen aus dem Atlantik. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **18**, 200—231, Oxford 1960.
- : Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 305—364, Oxford 1964.
- WITTIG, H.: Über die Verteilung des Kalziums und der Alkalinität in der Ostsee. — *Kieler Meeresforsch.*, **3**, 460—491, Kiel 1940.
- WÜST, G.: Ergebnisse eines hydrographisch-produktionsbiologischen Längsschnitts durch die Ostsee im Sommer 1956. I. Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. — *Kieler Meeresforsch.*, **13**, 2, 163—185, Kiel 1957.
- : On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. — *J. Geophys. Res.*, **66**, 3261—3271, Baltimore 1961.
- ZEITSCHSEL, B.: Zur Sedimentation von Seston, eine produktions-biologische Untersuchung von Sinkstoffen und Sedimenten der westlichen und mittleren Ostsee. — *Kieler Meeresforsch.*, **21**, 1, 55—80, Kiel 1965.
- ZENKEVICH, L. A.: Fauna and biological productivity of the seas. — **2**, Seas of USSR, Leningrad Soc. Sci., 588 S., Leningrad 1947.
- ZENKOVITCH, V. P.: Black Sea. — In: R. W. FAIRBRIDGE, 145—151, New York (Reinhold Publ. Co.) 1966.